

# **Atmosphäre als Phasenbestandteil der differentiellen Radarinterferometrie und ihr Einfluss auf die Messung von Höhenänderungen**

DISSERTATION

zur Erlangung des Doktorgrades  
der Ingenieurwissenschaften

vorgelegt von  
Dipl.-Geol. Michael Schäfer  
aus Bad Hersfeld

genehmigt von der  
Fakultät für Energie- und Wirtschaftswissenschaften  
der Technischen Universität Clausthal

Tag der mündlichen Prüfung  
27. Februar 2012

Michael Schäfer

Atmosphäre als Phasenbestandteil der differentiellen Radarinterferometrie  
und ihr Einfluss auf die Messung von Höhenänderungen

Dissertation, TU Clausthal, 2012

127 Seiten, 84 Abb., 8 Tab., 78 Zitate

Mitglieder der Promotionskommission:

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Norbert Meyer (Vorsitzender)

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Wolfgang Busch (Hauptberichterstatter)

Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Christiane C. Schnullius (Mitberichterstatterin)

# Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Dissertation eigenständig und ohne unerlaubte Hilfe verfasst habe. Es wurden ausschließlich die in der Arbeit angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt.

Clausthal-Zellerfeld, 4. Januar 2012

---

*Michael Schäfer*





# Kurzfassung

Die differentielle Interferometrie auf Grundlage von satellitengestützten Radarfernerkundungssensoren mit synthetischer Apertur (DInSAR) hat sich für die Erfassung von Verformungen der Erdoberfläche bewährt. Das Verfahren ermöglicht prinzipiell Messgenauigkeiten im Millimeterbereich, wodurch es neben vielen geowissenschaftlichen Fragestellungen auch für geodätische Messungen interessant ist, beispielsweise zur Ermittlung bergbaubedingter Höhenänderungen. Für das Erreichen hoher Messgenauigkeiten müssen jedoch Fehlereinflüsse in den Daten bekannt sein und möglichst vermieden werden. Diese Arbeit befasst sich vornehmlich mit dem Einfluss der Erdatmosphäre auf die Ergebnisse der Radarinterferometrie.

Die Erdatmosphäre besitzt einen bedeutenden Einfluss auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen, welche von satelliten-gestützten Radarsensoren ausgesendet werden. Dabei spielen insbesondere kleinräumige Inhomogenitäten in der Troposphäre, vor allem bedingt durch das Wetter, sowie unterschiedliche Elektronendichten in der Ionosphäre eine Rolle. In Interferogrammen äußert sich Atmosphäre als zusätzlicher Phasenbestandteil in Überlagerung mit den gesuchten Phaseninformationen, welche die Deformation und Topographie der Geländeoberfläche widerspiegeln. Zudem beinhalten Interferogramme immer die Differenz der atmosphärischen Zustände zu den interferometrisch miteinander kombinierten Aufnahmezeitpunkten.

Vorgestellt wird ein Verfahren, welches als Novum die Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung zu einem einzelnen Zeitpunkt ermöglicht. Die Berechnung erfolgt auf der Grundlage einer Zeitreihe von Radaraufnahmen. Sämtliche Interferogrammkombinationen bezogen auf einen Aufnahmezeitpunkt beinhalten auch die Atmosphäre dieses Zeitpunkts, was eine statistische Ermittlung erlaubt. Als Besonderheit des gezeigten Verfahrens ist keine vorherige Lösung von Phasenmehrdeutigkeiten nötig. Nebenbei ermöglicht die Vorgehensweise zudem die Detektion von Deformationsgebieten sowie die Ermittlung von einzelnen Pixeln, die eine zeitliche Phasenstabilität aufweisen.

Gezeigt werden Ergebnisse basierend auf sechs Zeitreihen dreier Radarsensoren an Bord der Erdbeobachtungssatelliten TerraSAR-X, ENVISAT und ALOS. Diese Sensoren weisen verschiedene Radarwellenlängen im X-, C- und L-Band auf, was die Untersuchung frequenzabhängiger Einflüsse ermöglicht.

Die mit dem neuen Verfahren aus Radardaten gewonnen Informationen werden mit Wetterdaten verglichen. Vor allem optische Fernerkundungsdaten von METEOSAT MSG und ENVISAT MERIS zeigen eine gute Übereinstimmung. Auch die zukünftige Nutzung der erzeugten Ergebnisse zur räumlich hochaufgelösten Gewinnung von meteorologischen Kenngrößen der Atmosphäre ist vorstellbar.

Darüber hinaus werden diverse Parameter entwickelt, welche eine Charakterisierung und den Vergleich von atmosphärischen Zuständen zu verschiedenen Zeitpunkten ermöglichen. Mit ihrer Hilfe können deutliche jahreszeitliche Unterschiede in der Ausprägung der Atmosphäre festgestellt werden, wobei Szenen im Sommer eine stärkere Beeinflussung durch Atmosphäre zeigen, als im Winter. Auch Vergleiche zwischen den Sensoren werden angestellt und diskutiert, wobei vor allem die Sonneneinstrahlung je nach Tageszeit der Aufnahmen die Stärke der Atmosphäre in den Radardaten beeinflusst. Ferner bewirkt die Ionosphäre bei langen Radarwellenlängen, dass die Aufnahmen von ALOS ein deutlich abweichendes jahreszeitliches Verhalten gegenüber den kürzeren Wellenlängen von ENVISAT und TerraSAR-X zeigen.

Abschließend werden Betrachtungen zur theoretischen Erfassbarkeit von Höhenänderungen mittels differentieller Radarinterferometrie angestellt. Unter dem Aspekt des Auftretens von Atmosphäre in den Radardaten werden zudem die Auswirkungen von atmosphärischen Phasenverschiebungen auf verschiedene differentiell-interferometrische Auswerteverfahren behandelt, wie beispielsweise die rasterbasierte Stapelung von Interferogrammen oder die punktbasierte Persistent Scatterer Interferometrie (PSI).

# Abstract

Differential interferometry based on satellite-based remote sensing sensors using synthetic aperture radar (DInSAR) has widely proven expedient for detecting deformations of the earth's surface. It enables measuring accuracies in the range of millimetres. Beside many questions in earth sciences, it also became interesting for geodetic measurements, for example height changes induced by mining activities. To achieve high measuring accuracies, error sources in the data have to be known, and furthermore should be avoided as possible. This doctoral thesis mainly treats the influence of the earth's atmosphere on differential radar interferometric results.

The earth's atmosphere possesses considerable influence on the propagation of electromagnetic waves emitted by satellite-based radar sensors. In particular, small-sized inhomogeneities of the troposphere originating from weather, as well as differing electron densities in the ionosphere, play an important role. In interferograms, atmosphere appears as an additional phase component in superposition with other components indicating deformation or topography. Furthermore interferograms always contain the difference between the two atmospheric conditions of the acquisition dates used for building the interferogram.

In this thesis, a new type of method is presented allowing to determine the atmospheric phase shift of a single acquisition date. Calculations are based on a time-series of radar acquisitions. All interferogram combinations relating to one date also contain the atmospheric phase shift of this date, which allows its statistical determination. As a special feature of the proposed method, there is no need for phase unwrapping beforehand. In addition the approach enables to detect borders of deformation areas and the identification of single pixels with stable phase over time.

Results will be shown based on a total of six time series originating from radar sensors of three remote sensing satellites: TerraSAR-X, ENVISAT, and ALOS. These sensors possess different radar wavelengths in the X-, C- und L-band of the spectrum, enabling the examination of frequency-dependent influences.

The information derived from radar data using the new method is compared with weather data. In particular optical remote sensing data originating from METEOSAT MSG and ENVISAT MERIS show good analogy. Also imaginable is the prospective

usage of the derived results in order to gain meteorological characteristics of the atmosphere with high spatial resolution.

Furthermore, several parameters have been developed, allowing the characterisation and comparison of atmospheric conditions to different dates. Using these parameters seasonal and monthly differences in the occurrence of the atmosphere can be observed, showing greater atmospheric effects during summer, while lower in winter times. Also comparison of the atmospheric magnitudes between radar sensors are performed and discussed, due to differing solar radiation depending on the acquisition time. Moreover the ionosphere causes a different seasonal behaviour at long radar wavelengths (for instance using ALOS) compared to the shorter wavelengths of ENVISAT and TerraSAR-X.

Finally considerations concerning the theoretical detectability of height changes using differential radar interferometry are done. Taking into account the occurrence of atmospheric signals in the data, consequences upon diverse interferometric techniques like raster-based interferogram stacking or point-based persistent scatterer interferometry (PSI) are discussed.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Erklärung</b>	<b>I</b>
<b>Kurzfassung</b>	<b>III</b>
<b>Abstract</b>	<b>V</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>VII</b>
<b>Tabellen und Abbildungen</b>	<b>XI</b>
<b>Abkürzungen</b>	<b>XV</b>
<b>Formelsymbole</b>	<b>XIX</b>
<b>Physikalische Einheiten</b>	<b>XXI</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Problemstellung und Motivation .....	1
1.2 Gliederung der Arbeit .....	3
1.3 Beschreibung der Untersuchungsgebiete .....	4
1.3.1 Verwendete Satellitendaten .....	5
1.3.2 Geographie .....	8
1.3.3 Klimatologie .....	11
<b>2 Auswirkungen der Atmosphäre auf die Radarwellenausbreitung</b>	<b>15</b>
2.1 Allgemeine Beschreibung der Atmosphäre .....	15
2.1.1 Unterteilung der Atmosphäre nach der Temperatur .....	15
2.1.2 Unterteilung der Atmosphäre nach dem Ionisierungsgrad .....	17
2.1.3 Einfluss der Atmosphäre auf die Wellenausbreitung.....	19
2.2 Einfluss der Troposphäre auf elektromagnetische Strahlung.....	21
2.2.1 Refraktion in der Troposphäre .....	21
2.2.2 Beispielhafte Auswirkungen der Refraktion auf die Wellenausbreitung.....	23
2.2.3 Beeinflussung elektromagnetischer Strahlung durch Hydrometeore.....	28
2.3 Einfluss der Ionosphäre auf elektromagnetische Strahlung.....	30
2.4 Zusammenfassung und weiterführende Betrachtungen .....	32

<b>3</b>	<b>Die differentielle Radarinterferometrie zur Erfassung von Bodenbewegungen</b>	<b>35</b>
3.1	Satellitengestützte Radarfernerkundung mit synthetischer Apertur .....	35
3.2	Phasenbestandteile der differentiellen Radarinterferometrie .....	40
3.3	Verwendete Verfahren zur differentiell-interferometrischen Erfassung von Bodenbewegungen .....	48
<b>4</b>	<b>Ein neues Verfahren zur Detektion von Atmosphäre anhand von differentiellen Interferogrammen</b>	<b>53</b>
4.1	Bestehende Ansätze zur Ermittlung und Reduzierung des atmosphärischen Phasenbestands .....	53
4.2	Beschreibung des neu entwickelten Verfahrens .....	57
4.2.1	Generelle Idee .....	57
4.2.2	Methodische Vorgehensweise .....	58
4.2.3	Fehlerbetrachtung .....	62
4.2.4	Validierung .....	64
4.2.5	Ermittlung von pixelbasierter Kohärenz und Deformationsgebieten .....	66
4.2.6	Anwendbarkeit des Verfahrens auf punktbasierte und rasterbasierte differentielle Interferogramme .....	71
4.2.7	Verwendung der Ergebnisse zur Reduzierung von Atmosphäre aus SLC Daten .....	73
<b>5</b>	<b>Beobachtete Ausprägungen der Atmosphäre in Radardaten</b>	<b>75</b>
5.1	Beispielhafter Vergleich der ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen mit Wetterdaten .....	75
5.1.1	Vergleich mit optischen Satellitenbilddaten .....	75
5.1.2	Vergleich mit Ionosphären Daten .....	80
5.1.3	Vergleich mit Winddaten .....	81
5.2	Parameter zur Charakterisierung unterschiedlicher atmosphärischer Ausprägungen .....	83
5.2.1	Globale statistische Parameter .....	86
5.2.2	Semivariogramm Parameter .....	87
5.2.3	Lokale Nachbarschaftsanalyse .....	91
5.2.4	Fraktale Dimension .....	95
5.2.5	Leistungsdichtespektrum .....	97
5.2.6	Vergleichende Darstellung aller Parameter und Fazit .....	98
5.3	Beobachtete Unterschiede in Abhängigkeit von Radarwellenlänge und Aufnahmezeitpunkt .....	99

<b>6</b>	<b>Einfluss der Atmosphäre auf die differentiell-interferometrische Messung von Höhenänderungen</b>	<b>105</b>
6.1	Theoretische Grenzen der Erfassbarkeit von Höhenänderungen mittels Radarinterferometrie .....	105
6.2	Auswirkungen atmosphärischer Phasenverschiebungen auf die Messung von Höhenänderungen .....	111
6.2.1	Auswirkungen auf einzelne differentielle Interferogramme .....	111
6.2.2	Auswirkungen bei rasterbasierten Stapelungsverfahren .....	114
6.2.3	Auswirkungen auf die Persistent Scatterer Interferometrie .....	117
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>121</b>
<b>8</b>	<b>Ausblick</b>	<b>125</b>
<b>9</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>129</b>
<b>10</b>	<b>Anhang</b>	<b>137</b>
	Anhang A: Berechnung der Kennwerte einer hypothetischen Wolke .....	139
	Anhang B: Berechnung von statistischen Maßzahlen auf der Grundlage von Phasenwerten .....	141
	Anhang C: Vergleich zwischen ALOS PALSAR Trendflächen und dem Ionosphärenmodell SWACI .....	145
	Anhang D: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung mit optischen Satellitenbilddaten.....	147
	Anhang E: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung von Kraftwerksabgasen mit Winddaten.....	163
	Anhang F: Vergleiche zwischen allen Atmosphärenparametern.....	169
	Anhang G: Basisliniendiagramme für alle Datenstapel .....	171
	<b>Danksagung</b>	<b>175</b>
	Förderhinweis .....	177





# Tabellen und Abbildungen

## Tabellenverzeichnis

Tab. 1.1: Informationen zu den verwendeten SAR Daten .....	6
Tab. 1.2: Differenzen zwischen den Monatsmitteln der zwei verwendeten Wetterstationen ..	12
Tab. 2.1: Höhenstufen und maximale Elektronendichten der Ionosphärenschichten .....	18
Tab. 2.2: Verschiebung der Wellenausbreitung in Abhängigkeit vom lokalen Einfallswinkel...	28
Tab. 3.1: Wellenlängen- und Frequenzbereiche von in der Fernerkundung gebräuchlichen Radarbändern .....	36
Tab. 5.1: Verfügbare Szenenanzahl pro Jahreszeit und gewogene Szenenanzahl pro Monat für die Mittelung der Atmosphärenparameter .....	99
Tab. 6.1: Theoretische maximal detektierbare Höhenänderungsgradienten für alle Sensoren .....	108
Tab. C.1: Vergleich der ermittelten Trendparameter von ALOS PALSAR.....	145

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Zeitleiste der verwendeten SAR Szenen .....	5
Abb. 1.2: Beispiele für Radarintensitätsbilder verschiedener Sensoren .....	7
Abb. 1.3: Karte des Untersuchungsgebiets Leipziger Tieflandsbucht .....	8
Abb. 1.4: Karte der Untersuchungsgebiete Münsterländer Tieflandsbucht und östliches Ruhrgebiet .....	9
Abb. 1.5: Klimadiagramme der monatlich gemittelten Tagestemperaturextrema und Niederschlagsmengen für die Orte Werl und Leipzig .....	11
Abb. 2.1: Temperatur- und Druckverlauf mit der Höhe nach den Spezifikationen der U.S. Standardatmosphäre 1976 der NOAA und ICAO .....	16
Abb. 2.2: Die Unterteilung der Atmosphäre nach der Temperatur .....	16
Abb. 2.3: Die Unterteilung der Atmosphäre nach Ionisierungsgrad .....	17
Abb. 2.4: Dichteverteilung freier Elektronen in der Ionosphäre .....	18
Abb. 2.5: Visualisierung des SNELLIUS'schen Brechungsgesetzes .....	20
Abb. 2.6: Brechzahl N in Abhängigkeit von Temperatur, Gesamtdruck, Wasserdampfdruck und CO <sub>2</sub> -Gehalt .....	22
Abb. 2.7: Wellenausbreitung nach dem SNELLIUS'schen Brechungsgesetz anhand einer hypothetischen Wolke für zwei verschiedene Einfallswinkel .....	24

Abb. 2.8: Definition von Variablen für die Berechnung der Ausbreitung durch ein Medium mit einem abweichenden Brechungsindex .....	25
Abb. 2.9: Verschiebung einer Wellenfront in Abhängigkeit vom lokalen Einfallswinkel der Radarstrahlung .....	26
Abb. 2.10: Relative Verschiebung der Wellenausbreitung zwischen zwei Sensoren mit unterschiedlichen Einfallswinkeln .....	27
Abb. 2.11: Verschiebung einer Wellenfront in Millimeter pro Kilometer der durch Hydrometeore beeinflussten Wegstrecke in Abhängigkeit von der Regenrate .....	29
Abb. 2.12: Einfluss der Radarfrequenz auf die Brechzahl der Ionosphäre in Abhängigkeit der Elektronendichte .....	31
Abb. 2.13: Radarwellenausbreitung durch Thermikschläuche und Wolken hindurch .....	33
Abb. 3.1: Auflösungszelle und Aufnahmegeometrie bei abbildenden SAR Sensoren .....	37
Abb. 3.2: Prinzip der Erzeugung einer synthetischen Apertur .....	38
Abb. 3.3: Distanz-Doppler-Geometrie bei abbildenden SAR Sensoren .....	38
Abb. 3.4: Geometrische Abbildungseffekte bei schräg blickenden SAR Sensoren in Abhängigkeit der Geländeneigung .....	39
Abb. 3.5: Beispiel für die Überlagerung von Phasenbestandteilen in einem differentiellen Interferogramm .....	43
Abb. 3.6: Schematische Darstellung der Auswirkungen verschiedener Wetterlagen auf die Phasenverschiebungen in differentiellen Interferogrammen .....	45
Abb. 3.7: Beispiele für die Überlagerung von zwei Wetterzuständen in differentiellen Interferogrammen aus Argentinien .....	46
Abb. 3.8: Farbverlauf eines vollständigen Phasenzyklus von $2 \cdot \pi$ rad .....	48
Abb. 3.9: Beispiel für einen verzweigten DInSAR Stapel anhand des ENVISAT ASAR Datenstapels mit insgesamt 49 Zeitpunkten .....	49
Abb. 3.10: Beispiel für einen verzweigten DInSAR Stapel anhand des TerraSAR-X Desc. Datenstapels mit insgesamt 50 Zeitpunkten .....	49
Abb. 4.1: Schematische Veranschaulichung des in dieser Arbeit angewendeten neuen Auswertverfahrens .....	59
Abb. 4.2: Drei Beispiele für ermittelte atmosphärische Phasenverschiebungen .....	61
Abb. 4.3: Prozessierungskette ausgehend von atmosphärischer Phasenverschiebung zu LOS Verschiebung .....	62
Abb. 4.4: Zwei Beispiele für den Vergleich zwischen differentiellem Interferogramm und der Differenz zweier atmosphärischer Phasenverschiebungen .....	64
Abb. 4.5: Beispiel für ein differentielles Interferogramms aus der Simulation von zwei atmosphärischen Zuständen .....	65
Abb. 4.6: Vergleich zwischen simulierten differentiellen Interferogramm und gemittelter atmosphärischer Phasenverschiebung mittels Streudiagramm .....	66
Abb. 4.7: Zwei Beispiele für pixelbasierte Kohärenz .....	67
Abb. 4.8: Vergleich zwischen pixelbasierter Kohärenz und PS Punkten am Beispiel des Zwenkauer Sees und der Ortschaft Zwenkau .....	68
Abb. 4.9: Beispiele für ermittelte Deformationsgebiete im Braunkohlebergbaubereich südlich von Leipzig .....	70
Abb. 4.10: Beispiel für die Ermittlung des Einflussbereichs eines Senkungsgebietes mit ALOS PALSAR im östlichen Ruhrgebiet .....	71

Abb. 4.11: Vergleichende Gegenüberstellung von punktbasierter und rasterbasierter atmosphärischer Phasenverschiebung im Südosten von Leipzig .....	72
Abb. 5.1: Vergleich zwischen METEOSAT MSG und der atmosphärischen Phasenverschiebung von TerraSAR-X Ascending .....	77
Abb. 5.2: Vergleich zwischen ENVISAT MERIS Kanal 9, METEOSAT MSG und atmosphärischer Phasenverschiebung ermittelt mit ENVISAT ASAR .....	79
Abb. 5.3: Darstellung des Vergleichs der SWACI Ionosphärentrends mit den beobachteten ALOS Trends im Gebiet Leipzig .....	81
Abb. 5.4: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung einer Abgasfahne mit Winddaten im Bereich des Braunkohlekraftwerks Lippendorf .....	82
Abb. 5.5: Vergleich der globalen Parameter Spannweite_global und Varianz_global für sämtliche 174 Zeitpunkte aller Sensoren .....	87
Abb. 5.6: Beispiele für Semivariogramme zu vier Zeitpunkten mit unterschiedlich stark ausgeprägter Atmosphäre .....	89
Abb. 5.7: Vergleich des Parameters Variogramm_Range mit den Parametern Variogramm_Sill und Spannweite_global .....	90
Abb. 5.8: Vergleich zwischen den Parametern Variogramm_Sill und Variogramm_Slope und Vergleich zwischen Variogramm_Sill und Spannweite_global .....	91
Abb. 5.9: Räumlicher Vergleich der lokalen Nachbarschaftsparameter Varianz_lokal und Gradient_lokal mit der zugrunde liegenden Oberfläche der atmosphärischen Phasenverschiebung .....	93
Abb. 5.10: Vergleich der drei lokalen Nachbarschaftsparameter untereinander .....	94
Abb. 5.11: Vergleiche der lokalen Parameter Gradient_lokal und Varianz_lokal mit dem globalen Parameter Spannweite_global .....	94
Abb. 5.12: Vergleich des Parameters Box_Count_1km mit Spannweite_global und mit Gradient_lokal .....	96
Abb. 5.13: Vergleich des Parameters Leistungsdichte_1km mit Spannweite_global und mit Gradient_lokal .....	97
Abb. 5.14: Matrix der Korrelationskoeffizienten nach PEARSON zwischen allen zehn Parametern .....	98
Abb. 5.15: Jahreszeitlicher Vergleich zwischen den SAR Daten für die Parameter Spannweite_global und Gradient_lokal .....	101
Abb. 5.16: Monatlicher Vergleich der mittleren atmosphärischen Phasenverschiebungen von TerraSAR-X und ENVISAT, ermittelt mit den Parametern Spannweite_global und Gradient_lokal .....	101
Abb. 5.17: Monatlicher Vergleich der mittleren atmosphärischen Phasenverschiebungen von ALOS PALSAR mit den übrigen SAR Daten, ermittelt mit den Parametern Spannweite_global und Gradient_lokal .....	102
Abb. 6.1: Veranschaulichung des Nyquist-Shannon-Abtasttheorems für zwei verschiedene Höhenänderungsgradienten bei gleichbleibendem räumlichen Abtastintervall ...	106
Abb. 6.2: Stark überhöhtes Querprofil durch die Flanke einer Senkungsmulde .....	109
Abb. 6.3: Maximale Erfassbarkeit von Höhenänderungen (Steinkohlenbergbau) .....	110
Abb. 6.4: Maximale Erfassbarkeit von Höhenänderungen (Braunkohletagebau) .....	111
Abb. 6.5: Vergrößerung des Gradienten der atmosphärischen Laufzeitverzögerung durch die Interferogrammbildung .....	112

Abb. 6.6: Atmosphärisch bedingte minimale Grenzen der theoretischen Erfassbarkeit von Höhenänderungen im Sommer und im Winter .....	113
Abb. 6.7: DInSAR Stapelung mit Höhenänderungsdiagramm .....	114
Abb. 6.8: Höhenänderungsdiagramme in Fortsetzung von Abb. 6.7 .....	115
Abb. 6.9: Vergleich der relativen PSI Punktzahl mit dem Atmosphärenparameter Gradient_lokal bei Ausschluss der jeweiligen Szene .....	119
Abb. 6.10: Ergebnisse der Simulation von atmosphärisch beeinflussten PSI Zeitreihen für verschiedene Sensoren in Anhängigkeit von der Größe des Datenstapels .....	120
Abb. B.1: Veranschaulichung der Mittelwertbildung am Beispiel von fünf von Phasenwerten .....	141
Abb. D.1: Vergleich mit ENVISAT ASAR Szene vom 31.08.2006 .....	147
Abb. D.2: Vergleich mit ENVISAT ASAR Szene vom 26.06.2008 .....	148
Abb. D.3: Vergleich mit ENVISAT ASAR Szene vom 11.06.2009 .....	149
Abb. D.4: Vergleich mit ENVISAT ASAR Szene vom 16.07.2009 .....	150
Abb. D.5: Vergleich mit ENVISAT ASAR Szene vom 05.08.2010 .....	151
Abb. D.6: Vergleich mit TerraSAR-X Ascending Szene vom 22.06.2010 .....	152
Abb. D.7: Vergleich mit TerraSAR-X Ascending Szene vom 25.07.2010 .....	153
Abb. D.8: Vergleich mit TerraSAR-X Ascending Szene vom 27.08.2010 .....	154
Abb. D.9: Vergleich mit TerraSAR-X Ascending Szene vom 12.11.2010 .....	155
Abb. D.10: Vergleich mit TerraSAR-X Ascending Szene vom 04.04.2011 .....	156
Abb. D.11: Vergleich mit TerraSAR-X Descending Szene vom 02.06.2010 .....	157
Abb. D.12: Vergleich mit TerraSAR-X Descending Szene vom 05.07.2010 .....	158
Abb. D.13: Vergleich mit TerraSAR-X Descending Szene vom 16.07.2010 .....	159
Abb. D.14: Vergleich mit TerraSAR-X Descending Szene vom 17.04.2011 .....	160
Abb. D.15: Vergleich mit TerraSAR-X Descending Szene vom 09.05.2011 .....	161
Abb. E: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung von Kraftwerksabgasen mit Winddaten (TerraSAR-X Descending) .....	163
Abb. G: Basisliniendiagramme für alle Datenstapel .....	171

# Abkürzungen

Abb.	Abbildung
AiF	Arbeitsgemeinschaft industrieller Forschungsvereinigungen „Otto von Guericke“ e. V.
ALOS	Advanced Land Observing Satellite (Fernerkundungssatellit der JAXA mit SAR Sensor)
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar (Radarsensor an Bord des Satelliten ENVISAT)
Asc.	Ascending (Flugrichtung eines Satelliten von Süden nach Norden)
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer (optischer Sensor an Bord der Satelliten der NOAA)
CORINE	Coordinated Information on the European Environment (Koordinierte Informationen über die europäische Umwelt, EU-Programm)
COSMO-SkyMed	Constellation of Small Satellites for Mediterranean basin Observation (italienisches SAR System mit 4 Satelliten)
DEBRIV	Deutscher Braunkohlen-Industrie-Verein e. V.
Desc.	Descending (Flugrichtung eines Satelliten von Norden nach Süden)
DGM	Digitales Geländemodell (engl. DTM)
DHM	Digitales Höhenmodell (engl. DEM)
DInSAR	Differentielle SAR Interferometrie (rasterbasiertes interferometrisches Auswerteverfahren zur Erfassung von Höhenänderungen)
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e. V.
DOM	Digitales Oberflächenmodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
EDAC	ICAO-Code des Verkehrslandeplatz „Leipzig-Altenburg Airport“
EDDP	ICAO-Code des Flughafens „Leipzig/Halle Airport“
ENVI	Environment for Visualizing Images (Fernerkundungssoftware der Firma Exelis Visual Information Solutions)
ENVISAT	Environmental Satellite (Umweltbeobachtungssatellit der ESA mit SAR Sensor)
ERS-1/ERS-2	European Remote Sensing Satellite 1 und 2 (Fernerkundungssatelliten der ESA mit SAR Sensor)
ESA	European Space Agency (Europäische Weltraumorganisation)

E-SAR	Flugzeuggetragenes SAR System des DLR an Bord einer Dornier DO228-212
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (Europäische Organisation für die Nutzung meteorologischer Satelliten, Darmstadt)
FBD	Fine Beam Dual Polarisation (Aufnahmemodus von PALSAR)
FBS	Fine Beam Single Polarisation (Aufnahmemodus von PALSAR)
FDBI	Forschungsgemeinschaft Deutsche Braunkohlen-Industrie e. V.
GNSS	Globales Navigationssatellitensystem (engl. Global Navigation Satellite System)
GPS	Global Positioning System (siehe GNSS)
HH	Polarisationsmodus (horizontal polarisiert senden und empfangen)
HV	Polarisationsmodus (horizontal polarisiert senden und vertikal polarisiert empfangen)
ICAO	International Civil Aviation Organization (Internationale Zivilluftfahrtorganisation)
IDL	Interactive Data Language (Programmiersprache der Firma Exelis Visual Information Solutions)
InSAR	SAR Interferometrie (rasterbasiertes interferometrisches Auswerteverfahren zur Erfassung der Geländetopographie)
IPTA	Interferometric Point Target Analysis (punktbasiertes differentiell-interferometrisches Auswerteverfahren der Gamma Software)
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency (japanische Raumfahrtagentur)
JERS-1	Japanese Earth Resources Satellite 1 (Fernerkundungssatellit der JAXA mit SAR Sensor)
LFUG	Landesamt für Umwelt und Geologie des Freistaats Sachsen (derzeit Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, LFULG)
LOS	Line of Sight (Blickrichtung des Satelliten)
ME(S)Z	Mitteleuropäische (Sommer-) Zeit, UTC plus 1 (2) Stunde(n)
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer (Bildgebendes Spektrometer mittlerer Auflösung, optischer Sensor an Bord von ENVISAT)
METAR	Meteorological Aerodrome Report (Flughafenwettermeldung)
METEOSAT	Meteorological satellite (Wettersatellit, betrieben von EUMETSAT)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (multispektraler optischer Sensor an Bord der Satelliten Terra und Aqua der NASA)
MSG	METEOSAT Second Generation (zweite Generation von METEOSAT)
MSTID	Meso Scale Traveling Ionospheric Disturbances (wandernde ionosphärische Störungen von mittlerer Größe)
N	Norden (Himmelsrichtung)
NN	Normalnull (Bezugsfläche für Höhenangaben in Deutschland)

---

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Wetter- und Ozeanographiebehörde der USA)
O	Osten (Himmelsrichtung)
PALSAR	Phased Array L-Band Synthetic Aperture Radar (Radarsensor an Bord des Satelliten ALOS)
PS	Persistent Scatterer (Datenpunkt bei der PSI Auswertung)
PSI	Persistent Scatterer Interferometry (punktbasiertes interferometrisches Auswerteverfahren)
Radar	Radio (Aircraft) Detection and Ranging (Funkbasierte (Flugzeug-) Ortung und Entfernungsmessung)
Radarsat-1/-2	Kanadische Fernerkundungssatelliten mit SAR Sensor
S	Süden (Himmelsrichtung)
SAR	Synthetic Aperture Radar (Radar mit synthetischer Apertur)
SBAS	Short Baseline Subset (interferometrisches Auswerteverfahren)
Seasat	Fernerkundungssatellit der NASA zur Beobachtung der Meere
SENTINEL	Satellitensystem der ESA (voraussichtlich ab 2012)
SLC	Single Look Complex
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission zu Erfassung eines globalen DHM, aufgezeichnet während der Mission STS-99 im Februar 2000
SWACI	Space Weather Application Center – Ionosphere (Forschungsprojekt des DLR Neustrelitz)
Tab.	Tabelle
TanDEM-X	Baugleicher Satellit wie TerraSAR-X (s. dort)
TEC	Total Electron Content (Gesamtelektroneninhalt der Ionosphäre)
TECU	TEC Unit (Einheit für den TEC, s. dort)
TerraSAR-X	Erdbeobachtungssatellit mit SAR-Sensor, betrieben vom DLR e.V. und Astrium GmbH
TSX	TerraSAR-X (siehe dort)
UTC	Universal Time Coordinated (Koordinierte Weltzeit, MEZ minus 1 Stunde)
UTM	Universal Transverse Mercator (Koordinatensystem)
UV	Ultraviolette Strahlung ( $10 < \lambda < 380 \text{ nm}$ )
VV	Polarisationsmodus (vertikal polarisiert senden und empfangen)
W	Westen (Himmelsrichtung)
WGS	World Geodetic System (geodätisches Referenzsystem)
WRF	Weather Research and Forecasting Model (numerisches Wettermodell, u. a. erstellt von der NOAA)
XUV	Extrem Ultraviolette Strahlung ( $10 < \lambda < 100 \text{ nm}$ )

---





# Formelsymbole

$A_{tats}, A_{eben}$	Flächengrößen von Oberflächen [ $m^2$ ]
$a$	Parameter Reichweite (Range) eines Semivariogramms [m]
$c$	Ausbreitungsgeschwindigkeit im Vakuum ( $c = 299792458 \text{ m s}^{-1}$ )
$C$	Parameter Sill eines Semivariogramms
$C_0$	Parameter Nugget Effekt eines Semivariogramms
$\gamma$	Semivarianz [ $mm^2$ ]
$D_{BC}$	Fraktale Dimension, ermittelt mittels Box Counting Verfahren [-]
$D_R$	Regentropfendurchmesser [mm]
$d_e$	Exzentrizität eines Regentropfens [-]
$\delta_{ges}, \delta_v, \delta_g, \delta_h$	Verschiebung einer Wellenfront [m] (gesamt, v: geschwindigkeitsbedingt, g: geometrisch bedingt, h: durch Hydrometeore bedingt)
$\Delta R$	Verschiebungsbetrag in Entfernungsrichtung (LOS) [m]
$\Delta R_z$	Höhenänderung (vertikale z-Komponente von $\Delta R$ ) [m]
$\Delta r$	Horizontaler Versatz in Entfernungsrichtung (in Ground Range) [m]
$e$	Elementarladung eines Elektrons ( $e \approx 1,602176 \cdot 10^{-19} \text{ C}$ )
$\epsilon_0$	Dielektrizitätskonstante von Vakuum ( $\epsilon_0 \approx 8,854188 \cdot 10^{-12} \text{ A s V}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )
$\epsilon_r$	Relative dielektrische Leitfähigkeit (Permittivität) [ $\text{A s V}^{-1} \text{ m}^{-1}$ ]
$D$	Durchmesser eines Hydrometeors [mm]
$d_e$	Exzentrizität eines Hydrometeors [-]
$f_p$	Oszillationsfrequenz eines Plasmas (Plasmafrequenz) [ $s^{-1}$ ]
$f$	Frequenz einer elektromagnetischen Welle [ $s^{-1}$ ]
$h$	Variable Entfernung (engl. „lag“) eines Semivariogramms
$L_h, L_v$	Geometrie beschreibende Faktoren
$\lambda$	Wellenlänge einer elektromagnetischen Welle [m]
$m_e$	Elektronenmasse ( $m_e \approx 9,1093829 \cdot 10^{-31} \text{ kg} \approx 0,510999 \text{ M eV c}^{-2}$ )
$N$	Brechzahl (engl. Refractive Co-index) [-]
$N_B$	Anzahl der Boxen beim Box-Counting Verfahren
$N_f$	Brechzahl des flüssigen Wasseranteils in Wolken [-]
$n, n_1, n_2, n_w, n_u$	Brechungsindizes verschiedener Medien [-]
$n_{iono}, N_{iono}$	Brechungsindex bzw. -zahl der Ionosphäre [-]

$p$	Gesamtdruck bzw. Luftdruck [hPa]
$p_d$	Partialdruck der trockenen Luftbestandteile [hPa]
$p_w$	Partialdruck des Wasserdampfgehalts der Luft [hPa]
$\varphi$	Interferometrischer Phasenwert [rad]
$\psi$	Phasenmittelwert [rad]
$R$	Regenrate [mm/h]
$r$	Haupteinwirkungsradius nach KNOTHE [m]
$\rho_e$	Elektronendichte (Anzahl freier Elektronen pro $\text{m}^3$ ) [ $\text{m}^{-3}$ ]
$\rho_{\text{TEC}}$	Gesamtelektronenflächendichte (Gesamtelektroneninhalte der Ionosphäre in einer Säule von $1 \text{ m}^2$ Grundfläche) [ $\text{m}^{-2}$ ]
$s, s_u, s_w$	Entfernung, Wegstrecke oder Gitterbreite [m]
$\sigma$	Standardabweichung
$\sigma_P$	Phasenähnlichkeit (Phase Similarity) [-]
$t$	Zeit [s]
$t_1, t_2$	Zeitpunkte [s]
$T$	Temperatur [K]
$T_{\text{max}}, T_{\text{min}}$	Gemittelte Tagesmaximum- bzw. -minimumtemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ]
$\theta, \theta_1, \theta_2$	Ausbreitungswinkel, Blickwinkel [ $^{\circ}$ ]
$\theta_{\text{inc}}$	Lokaler Einfallswinkel [ $^{\circ}$ ] (engl. Incidence Angle)
$\mu$	Arithmetischer Mittelwert
$\mu_0$	Magnetische Feldkonstante (Vakuumpermeabilität, $\mu_0 = 12,566371 \cdot 10^{-7} \text{ V s A}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )
$v, v_1, v_2, v_w, v_u$	Ausbreitungsgeschwindigkeiten in verschiedenen Medien [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$W_f$	Anteil flüssigen Wassers in Wolken [ $\text{g m}^{-3}$ ]
$w$	Messwert, z. B. Rasterwert
$x, y$	Allgemeine Variablen, z. B. für kartesische Koordinaten
$z, \Delta z$	Höhenänderungsbetrag [m]
$z_{\text{max}}$	Maximale Höhenänderung im Zentrum [m]
$\nabla z_{\text{max}}$	Maximaler Gradient der Höhenänderungsflanke [m/m]

# Physikalische Einheiten

A	Ampere (elektrische Stromstärke)
a	Gregorianisches Jahr (Zeitspanne), 1 a = 365,2425 Tage = 31.556.952 s
C	Coulomb (elektrische Ladung)
°C	Grad Celsius (Temperatur), 0 °C = 273,15 K
cm	Zentimeter (Strecke), 100 cm = 1 m
GHz	Gigahertz (Frequenz), 1 GHz = $1 \cdot 10^6$ Hz
h	Stunde (Zeitspanne), 1 h = 3.600 s
hPa	Hektopascal (Druck), 1 hPa = 100 Pa
Hz	Hertz (Frequenz), 1 Hz = $1 \text{ s}^{-1}$
K	Kelvin (Temperatur), 0 K = -273,15 °C
L	Liter (Volumen), 1 L = $1.000 \text{ cm}^{-3}$
km	Kilometer (Strecke), 1 km = 1.000 m
kn	Knoten (Geschwindigkeit), 1 kn $\approx 1,852 \text{ km h}^{-1}$
m	Meter (Strecke), 1 m = 1 Lichtsekunde im Vakuum
mm	Millimeter (Strecke), 1 mm = $1 \cdot 10^{-3}$ m
nm	Nanometer (Strecke), 1 nm = $1 \cdot 10^{-9}$ m
Pa	Pascal (Druck), 1 Pa = $1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$
rad	Radian (Winkel), 1 rad = $180^\circ/\pi \approx 57,2958^\circ$
s	Sekunde (Zeitspanne)
TECU	Flächendichte des TEC [ $\text{m}^{-2}$ ], 1 TECU = $10^{16}$ Elektronen je $\text{m}^2$
$\mu\text{m}$	Mikrometer (Strecke), 1 $\mu\text{m}$ = $1 \cdot 10^{-6}$ m
V	Volt (elektrische Spannung)
°	Grad (Winkel), $1^\circ = 1/360$ Vollwinkel = $\pi/180$ rad $\approx 0,0175$ rad



# 1 Einleitung

*Neue Wege entstehen dadurch, dass man sie geht.*

– FRANZ KAFKA

## 1.1 Problemstellung und Motivation

Die differentielle Interferometrie mit Radardaten von Erdbeobachtungssatelliten hat sich als vielseitiges Fernerkundungsverfahren etabliert. Viele Anwendungsgebiete haben sich erschlossen; eine gute Übersicht findet sich in ROSEN et al. (2000). In den Geowissenschaften hat die Radarinterferometrie viele neue Erkenntnisse über Verformungen der Erdoberfläche geliefert, z. B. Höhenänderungen infolge von Grundwasserentzug, Rohstoffgewinnung, Vulkanaktivität oder seismischen Ereignissen.

Die Vorteile von Radarsatelliten sind in der aktiven Erzeugung der verwendeten Strahlung durch den Radarsensor begründet, im Gegensatz zu optischen Fernerkundungssensoren, welche die von der Erde reflektierte Sonnenstrahlung bzw. emittierte Thermalstrahlung nutzen. Dadurch können Radarsensoren unabhängig von der Tageszeit, sowie aufgrund der großen Wellenlänge der Strahlung auch weitestgehend unbeeinflusst von der Atmosphäre Bilder der Erde aufzeichnen. Die in der Erdfernerkundung verwendete Radarstrahlung durchdringt Eis- und Wasserdampfwolken und wird lediglich von starken Regenfällen abgeschwächt (DANKELMAYER et al., 2009).

Diese Aussage gilt jedoch nur für die Intensitätsinformation der von der Erdoberfläche zurückgestreuten Radarwelle. Sie gilt nicht für die Phaseninformation in den Radardaten, welche bei der Radarinterferometrie die entscheidende Messgröße darstellt. Diese wird durch atmosphärische Einflüsse, wie zum Beispiel dem Wettergeschehen in der

Troposphäre (Temperatur, Luftdruck, Wasserdampfgehalt), sowie der Ionosphäre (Dichte freier Elektronen) beeinflusst, was sich in zusätzlichen Phasenverschiebungen in Interferogrammen äußert.

Auch in der Geodäsie ist die Atmosphäre seit langem als Fehlerquelle bekannt, und wurde beispielsweise bei auf Lasern und Mikrowellen basierenden Entfernungsmessungen (vgl. ZETSCHKE, 1979), sowie auch bei GPS Messungen beobachtet und berücksichtigt (siehe z.B. bei ONN, 2006). Dabei wird die Atmosphäre nicht nur für eine Korrektur von geodätischen Messungen berücksichtigt. Vielmehr werden mittlerweile im Umkehrschluss nach DETTMERING et al. (2010) auch die auf geodätischen Verfahren basierenden Messungen von benachbarten Disziplinen wie der Meteorologie für Wetterbeobachtungen als Zielgröße verwendet. Darüber hinaus verwenden Meteorologen auch bodengestützte Radarverfahren zur Erfassung von Wolken und Niederschlag, wenn auch in der Regel mit kürzeren Wellenlängen als bei der Radarfernerkundung (vgl. PETERS & GÖRSDORF, 2010).

Atmosphärische Effekte in interferometrisch verarbeiteten Radardaten wurden erstmals von GOLDSTEIN (1995) im Bereich der Mojave Wüste in Kalifornien beschrieben. Hier zeigten sich Phasenverschiebungen um bis zu 2,8 Zentimeter, welche eindeutig einer turbulenten Wasserdampfverteilung in der Troposphäre zugeordnet werden konnten. Aufgrund der theoretisch möglichen Messgenauigkeit der differentiellen Radarinterferometrie im Bereich von Millimetern stellen derart starke Phasenverschiebungen eine deutliche Beeinträchtigung dar. Darüber hinaus führt die zeitweise sehr kleinräumige Erscheinungsform der Atmosphäre dazu, dass eine eindeutige Trennung von deformationsbedingten und atmosphärisch bedingten Signalen stark erschwert wird. Diese Trennung wird darüber hinaus dadurch behindert, dass ein Interferogramm immer die Überlagerung von zwei atmosphärischen Zuständen zeigt.

Vor allem bei betragsmäßig sehr kleinen Höhenänderungen überwiegen die atmosphärischen Anteile oftmals die Deformationssignale, wohingegen bei starken Bodenbewegungen, wie beispielsweise im aktiven Steinkohlenbergbau, eine Trennung meist möglich ist. So wurde das Thema dieser Dissertation von dem Anspruch motiviert, auch sehr kleine Bodenbewegungen mittels Radarinterferometrie zu erfassen, welche zu fast jeder Zeit durch die Überlagerung von atmosphärischen Signalen beeinträchtigt oder gar vollständig überdeckt werden. Kleine Bodenbewegungen entstehen z.B. im Zuge der Grundwasserhaltungsmaßnahmen beim übertägigen Braunkohlebergbau, wodurch sich die Erdoberfläche in der Regel nur wenige Millimeter pro Jahr ändert.

Diese Dissertation entstand im Zuge eines von der AiF geförderten Forschungsvorhabens mit dem Titel „Flächendeckendes Monitoring bergbaubedingter Höhenänderungen durch kombinierte Nutzung multisensoraler Radardaten und interferometrischer Auswerteverfahren (MultiSAR)“. Die Untersuchungen finden daher vorwiegend am Beispiel des Braunkohletagebaugesbietes südlich der Stadt Leipzig statt.

Für die Auswertungen stehen Zeitreihen von Radarszenen verschiedener Satelliten zur Verfügung. Diese Satelliten sind der europäische Umweltbeobachtungssatellit ENVISAT, der deutsche Radarsatellit TerraSAR-X sowie der japanische Erdbeobachtungssatellit ALOS (auch Daichi genannt). Alle drei Satelliten tragen Radarsensoren mit einer synthetischen Apertur, allerdings unter Verwendung unterschiedlicher Radarwellenlängen und mit unterschiedlicher Bodenauflösung. Diese Unterschiede erlauben die Untersuchung des Einflusses der Atmosphäre auf die Ausbreitung von Radarwellen in unterschiedlichen Frequenzbereichen.

Darüber hinaus werden tageszeitliche und jahreszeitliche Unterschiede auf Grundlage der verfügbaren Radarszenen untersucht. Um dies zu erreichen, muss zunächst eine Möglichkeit gefunden werden, aus der Überlagerung zweier Wetterzustände in Interferogrammen den atmosphärischen Einfluss auf den diskreten Aufnahmezeitpunkt einer Radarszene zu ermitteln. Hierfür wird in dieser Arbeit ein neues Verfahren vorgestellt und untersucht. Die Ergebnisse werden untereinander, sowie mit verschiedenen Wetterdaten aus anderen Quellen verglichen.

Die in dieser Arbeit angestellten Untersuchungen bezwecken in erster Linie die Charakterisierung der atmosphärischen Bedingungen zu den Aufnahmezeitpunkten. Diese Charakterisierung soll es ermöglichen, den Einfluss einer Szene auf die Messung von Höhenänderungen zu beschreiben und darüber hinaus ein Kriterium dafür anbieten, Szenen des Datenstapels aus der Auswertung auszuschließen (je nach Art und gewünschter Genauigkeit des Ergebnisses).

Möglicherweise erweisen sich die mit dem neuen Verfahren gewonnen Informationen über den atmosphärischen Zustand eines Aufnahmezeitpunkts zukünftig nützlich für meteorologische Fragestellungen, im Sinne des von HANSSEN (2001) geprägten Begriffs der interferometrischen Radar-Meteorologie (engl. Interferometric Radar Meteorology). Hier erlauben sie zwar weniger die Erfassung direkter atmosphärischer Kenngrößen, ermöglichen aber die Erfassung von relativen Unterschieden. Dafür bieten sie eine räumlich hoch aufgelöste Abbildung des Einflusses einer Wittersituation (bzw. von einzelnen Wolken), vertikal durch nahezu die gesamte Atmosphäre hindurch betrachtet.

## **1.2 Gliederung der Arbeit**

In *Kapitel 1.3* erfolgt zunächst eine kurze Einführung in die verwendeten Radardaten, sowie in die Geographie und das Klima der verwendeten Untersuchungsgebiete.

In *Kapitel 2* wird das Medium beschrieben, in dem sich die vom Satelliten ausgesendete Radarstrahlung ausbreitet; die Erdatmosphäre. Die grundlegenden Prinzipien der Radarwellenausbreitung innerhalb der Atmosphäre werden behandelt, vor allem be-

zogen auf die Refraktion (Brechung) der Strahlung. Dabei wird ein besonderes Augenmerk auf die Vorgänge innerhalb der Troposphäre und der Ionosphäre gelegt.

In *Kapitel 3* erfolgt eine Einführung in die Radarfernerkundung und die differentielle Radarinterferometrie. Hierbei wird bewusst nur auf die für diese Arbeit wichtigen Aspekte eingegangen. Ein Schwerpunkt liegt auf den Phasenbestandteilen und Fehlereinflüssen der Radarinterferometrie.

In *Kapitel 4* geht es um die Detektion des atmosphärischen Phasenbestandteils in differentiellen Interferogrammen. Zunächst werden die bestehenden Ansätze aus der Literatur beschrieben. Anschließend wird das in dieser Arbeit verwendete neue Verfahren beschrieben und untersucht.

Die mit dem entwickelten Verfahren erzeugten Ergebnisse werden in *Kapitel 5* anfangs mit Wetterdaten visuell verglichen. Für die nachfolgende statistische Untersuchung werden zunächst Parameter definiert, welche den Vergleich zwischen unterschiedlichen atmosphärischen Zuständen ermöglichen. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, die beobachteten atmosphärischen Zustände in Abhängigkeit von ihrem Aufnahmezeitpunkt und von der Wellenlänge zu untersuchen.

*Kapitel 6* beschäftigt sich mit den Auswirkungen der beobachteten atmosphärischen Phasenverschiebungen auf die differentiell-interferometrische Messung von Höhenänderungen. Hierbei wird eine Antwort auf die Frage gesucht, welche minimalen sowie maximalen Höhenänderungen mittels Radarinterferometrie theoretisch erfassbar sind. Dabei wird ein besonderes Augenmerk auf die Auswirkungen von Atmosphäre auf differentiell-interferometrische Auswerteverfahren gelegt.

Nach einer Zusammenfassung der Arbeit in *Kapitel 7* versucht das abschließende *Kapitel 8* einen kleinen Ausblick in die Zukunft. Zusätzlich beschäftigt es sich mit der Frage nach einem optimalen Radarsatelliten, bei dem die Atmosphäre nicht nur ein Störsignal der Radarinterferometrie ist, sondern vielmehr ein Nutzsignal für die Meteorologie sein könnte.

### 1.3 Beschreibung der Untersuchungsgebiete

Ursprünglich war beabsichtigt, alle Auswertungen in einem einzigen Untersuchungsgebiet (im Folgenden als „Leipziger Tieflandsbucht“ bezeichnet) durchzuführen, damit die Ergebnisse sowohl geographisch, als auch klimatologisch vergleichbar sein würden. Durch eine sehr geringe Anzahl von Szenen des Satelliten ALOS wäre jedoch keine statistische Auswertung von L-Band Daten möglich gewesen. Aus diesem Grund wurden für das L-Band noch zwei weitere Gebiete ausgewertet (beide dicht benachbart im Bereich des östlichen Ruhrgebietes). Da alle drei Untersuchungsgebiete auf einer ähnlichen geographischen Breite liegen (zwischen  $51,0^\circ$  und  $52,0^\circ$  Nord) und le-



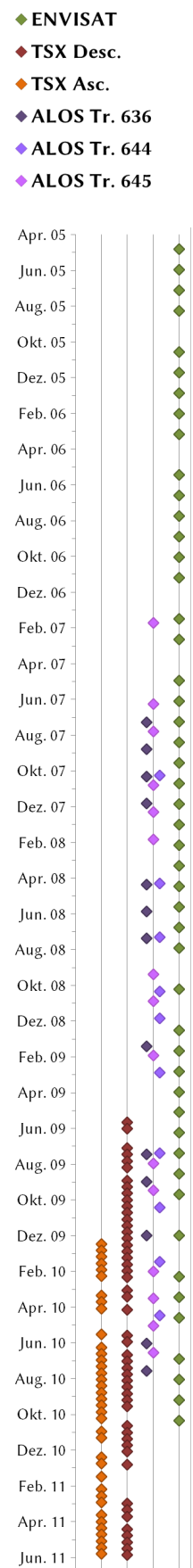
diglich ungefähr 300 km voneinander entfernt sind, kann jedoch von vergleichbaren Klimabedingungen ausgegangen werden.

Zunächst werden die zur Verfügung stehenden Radardaten erläutert. Die folgenden Unterkapitel geben eine geographische und klimatologische Einführung in die Untersuchungsgebiete. Dabei wird in Bezug auf die beabsichtigte gemeinsame statistische Auswertung aller Gebiete ein besonderes Augenmerk auf eventuelle Unterschiede zwischen den Gebieten gelegt.

### 1.3.1 Verwendete Satellitendaten

Für diese Arbeit standen die Radardaten von drei verschiedenen SAR Satellitensensoren zur Verfügung, welche in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen (Bändern) des elektromagnetischen Spektrums arbeiten. Diese befinden sich an Bord der Satelliten TerraSAR-X (SAR Sensor im X-Band), ENVISAT (Sensor ASAR im C-Band) und ALOS (Sensor PALSAR im L-Band). Die Aufnahmezeitpunkte sind in Abbildung 1.1 entlang einer Zeitachse dargestellt. Von dem Satelliten TerraSAR-X standen zwei getrennte Datenstapel mit einer unterschiedlichen geographischen Abdeckung im Bereich der Leipziger Tieflandsbucht zur Verfügung (siehe Abb. 1.3). Diese wurden einerseits bei dem Überflug der Erde von Norden nach Süden aufgezeichnet (50 Szenen, im Folgenden mit „Descending“ bezeichnet, abgekürzt „Desc.“), andererseits auf einer Flugbahn von Süden nach Norden (37 Szenen, im Folgenden mit „Ascending“ oder „Asc.“ bezeichnet). Neben einer abweichenden Blickrichtung (Descending von Osten nach Westen, Ascending von Westen nach Osten) unterscheiden sich die zwei Datenstapel vor allem durch ihre unterschiedliche Aufnahmezeit (05:34 UTC bei Descending, 16:52 UTC bei Ascending). Bei beiden Datenstapeln wurde jeweils der gesamte gemeinsame Abdeckungsbereich aller Szenen ausgewertet (ca.  $30 \times 50 \text{ km}^2$ ). Weitere Informationen zu den Daten gibt Tabelle 1.1.

Von den insgesamt 37 Aufnahmen des Ascending Datenstapels wurden neun Szenen von dem zu TerraSAR-X baugleichen Satelliten TanDEM-X aufgezeichnet. Da die Daten beider Satelliten (abgesehen von einer größeren senkrechten Basislinie, bedingt durch leicht unterschiedliche Orbits) identisch sind, und keinerlei Unterschiede in den Ergebnissen beobachtet werden konnten, wird dieses Detail nicht weiter betrachtet.



**Abb. 1.1: Zeitleiste der verwendeten SAR Szenen**

Ebenfalls für den Bereich der Leipziger Tieflandsbucht standen 49 Radarszenen des Sensors ASAR an Bord des Satelliten ENVISAT zur Verfügung (s. Tab. 1.1). Die Daten wurden zum Zeitpunkt 09:36 UTC entlang einer Descending Flugbahn aufgezeichnet (Blickrichtung von Osten nach Westen). Bei ENVISAT ASAR wurde lediglich ein  $59 \times 55 \text{ km}^2$  großer Teilbereich (engl. Subset) der ca.  $100 \times 100 \text{ km}^2$  großen Szenen ausgewertet. Der räumliche Abdeckungsbereich ist in Abbildung 1.3 dargestellt.

**Tab. 1.1: Informationen zu den verwendeten SAR Daten**

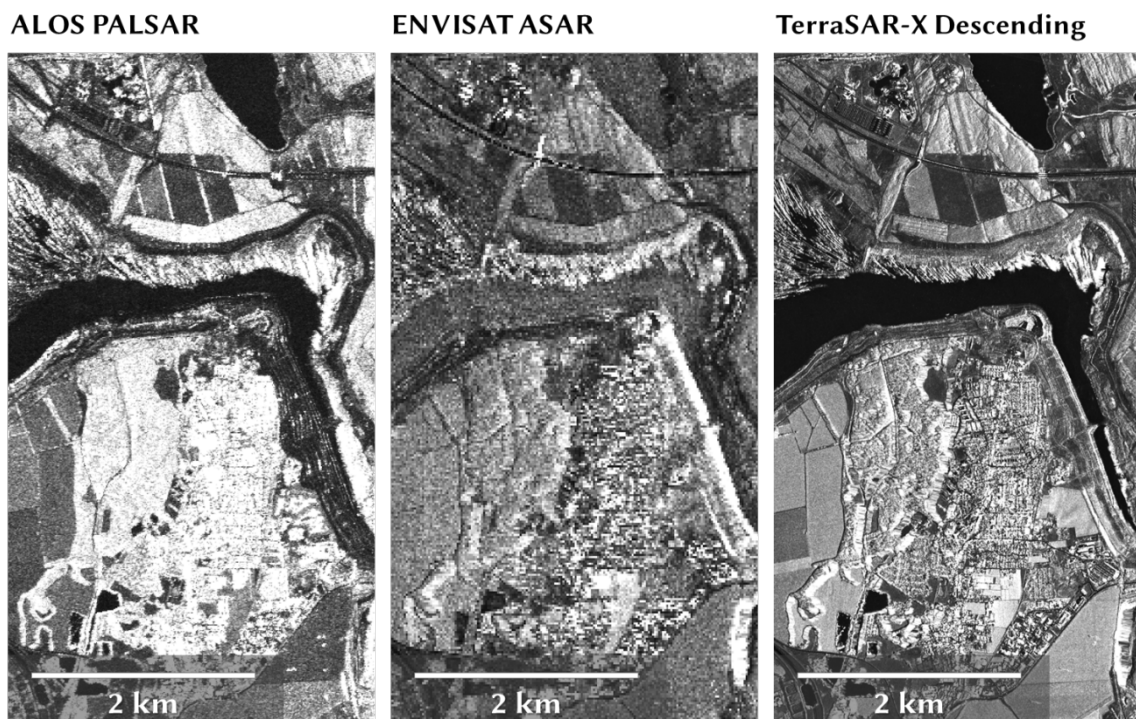
Satellit	TerraSAR-X		ENVISAT		ALOS	
Betreiber	Astrium, DLR		ESA		JAXA	
Radarsensor	SAR		ASAR		PALSAR	
Radarband	X-Band		C-Band		L-Band	
Radarfrequenz	9,650 GHz		5,331 GHz		1,270 GHz	
Wellenlänge	3,11 cm		5,62 cm		23,61 cm	
Flughöhe	ca. 516 km		ca. 792 km		ca. 702 km	
Missionsstart und -ende [bzw. Laufzeit]	15.06.2007 [mind. 5 Jahre]		01.03.2002 22.10.2010		24.01.2006 22.04.2011	
Zeitl. Wiederholrate	11 Tage		35 Tage		46 Tage	
Aufnahmerichtung	Descending	Ascending	Descending	Ascending	Ascending	Ascending
Track / Orbit	Orbit 078	Orbit 055	Track 437	Track 636	Track 644	Track 645
Orbitzeit [s] / Frame	440238-45 s	308117-24 s	Fr. 2574	Fr. 1010	Fr. 1030	Fr. 1020
Aufnahmezeit (UTC)	05:34	16:52	09:36	21:24–21:29	21:41–21:46	21:44 – 21:48
Datenstapel Beginn	24.05.2009	17.12.2009	28.04.2005	13.07.2007	11.10.2007	25.01.2007
Datenstapel Ende	31.05.2011	29.05.2011	14.10.2010	21.07.2010	18.04.2010	20.06.2010
Verfügbare Anzahl	50 Szenen	37 Szenen	49 Szenen	13 Szenen	10 Szenen	15 Szenen
Gesamtanzahl	87 Szenen		49 Szenen	38 Szenen		
Aufnahmemodus	StripMap	StripMap	Image IM	FBD & FBS		
Polarisation	HH	HH	VV	HV & HH		
Blickrichtung	Strip 005R	Strip 008R	IS2 (20,1°)	Swath 34,3°		
Lok. Einfallswinkel *)	ca. 26,45°	ca. 33,25°	ca. 22,77°	ca. 38,73°		
Größe SLC Ausschnitt	31x50 km <sup>2</sup>	32x49 km <sup>2</sup>	59x55 km <sup>2</sup>	45x56 km <sup>2</sup>	63x72 km <sup>2</sup>	63x68 km <sup>2</sup>
Auflösung in Azimut	1,98 m	1,85 m	4,03 m	3,15 m	3,13 m	3,13 m
Auflösung in LOS	0,91 m	0,91 m	7,80 m	4,68 m	4,68 m	4,68 m
Bodenaufkl. in Range	2,04 m	1,66 m	20,15 m	7,48 m	7,48 m	7,48 m
SLC Pixel (RaxAz)	15400x25000	19200x26460	3000x13500	6000x18000	8500x22800	8500x21600
Multilooking (RaxAz)	20x20	24x21	2x10	5x12	5x12	5x12
Auflösung in Azimut	39,57 m	38,93 m	40,33 m	37,76 m	37,58 m	37,58 m
Bodenaufkl. in Range	40,86 m	39,80 m	40,26 m	37,43 m	37,43 m	37,43 m
Subset Pixel (RaxAz)	770x1250	800x1260	1500x1350	1200x1500	1700x1900	1700x1800

\*) Die Angabe des lokalen Einfallswinkels ist bezogen auf die Szenenmitte

Insgesamt 38 Szenen des SAR Sensors PALSAR an Bord des Satelliten ALOS wurden in drei Gebieten ausgewertet (Abdeckungsgebiete vgl. Abb. 1.3 und 1.4). Die Datenparameter sind jedoch untereinander ähnlich (vgl. Tab. 1.1). Die Aufzeichnung erfolgte jeweils entlang eines Ascending Flugpfades um ca. 21:27 bzw. 21:46 UTC. Etliche ALOS Szenen wurden jedoch im dualen Polarisationsmodus (FBD) mit einer zweifach geringeren Auflösung aufgezeichnet, konnten jedoch zusammen mit den einfach polarisierten FBS Daten ausgewertet werden (vgl. WERNER et al., 2007). Die polarimetrischen Informationen der FBD Daten (HH+HV) wurden nicht verwendet (nur HH).

Tabelle 1.1 gibt eine zusammenfassende Gegenüberstellung und weitergehende Informationen bezüglich der verwendeten Radardaten. Die senkrechten Basislinien aller verwendeten SAR Szenen sind in Form von Diagrammen über die Zeit in Anhang G aufgeführt.

In Abbildung 1.2 sind exemplarisch Radarintensitätsbilder der drei verwendeten Sensoren dargestellt, welche die verschiedenen Auflösungen der Daten zeigen (für die Darstellung wurden alle verfügbaren Zeitpunkte gemittelt). Darüber hinaus sind auch Unterschiede im Rückstreuverhalten verschiedener Oberflächen in Abhängigkeit von der Wellenlänge erkennbar. Diese sind jedoch für diese Arbeit nur von geringer Bedeutung, da im Folgenden nicht die Radarintensität, sondern ausschließlich die Phaseninformation der Daten genutzt wird.



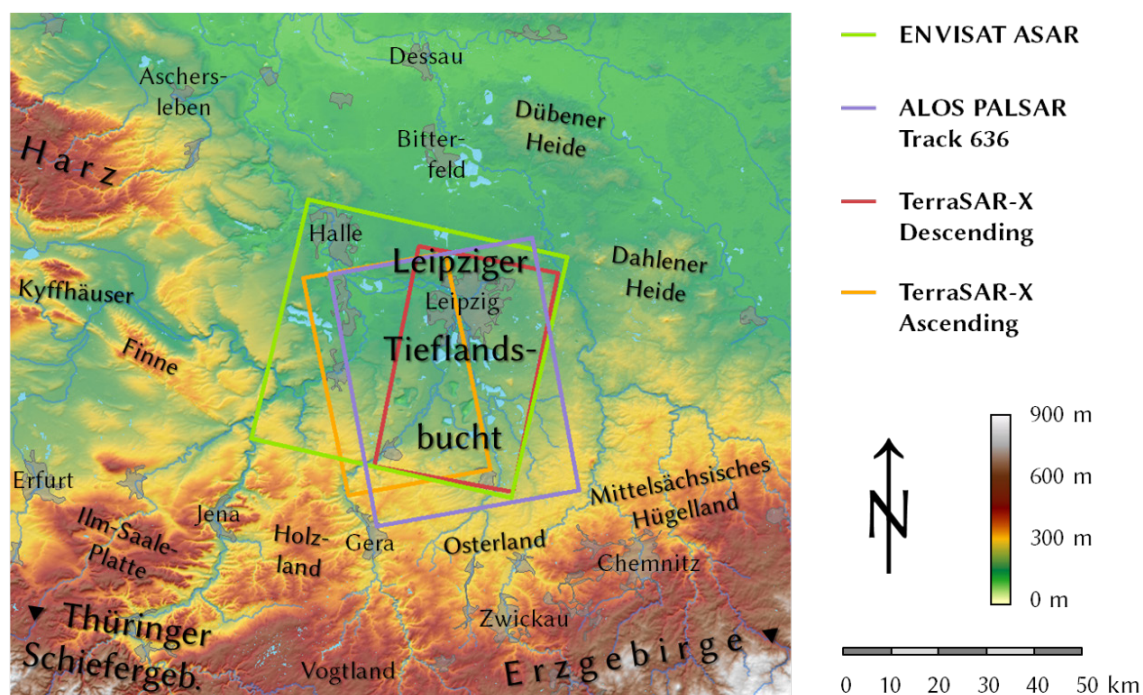
**Abb. 1.2:** Beispiele für Radarintensitätsbilder verschiedener Sensoren. Die untere Bildhälfte zeigt die Ortschaft Zwenkau, im Norden des Zwenkauer Tageausees (Mitte, in Flutung befindlich) verläuft die BAB 38 mit dem Freizeitpark Belantis (oben links) und einem Teil des Cospudener Sees (oben rechts)

### 1.3.2 Geographie

#### *Leipziger Tieflandsbucht*

Die Leipziger Tieflandsbucht ist ein halbkreisförmig in die deutsche Mittelgebirgsschwelle hineinragendes Flachland mit einzelnen bis zu 250 m erreichenden Höhenzügen (v.a. Endmoränen). Das sich im Süden anschließende Osterland ist wie auch das Mittelsächsische Hügelland eine nach Süden (in Richtung Erzgebirge) leicht ansteigende Landschaft mit Höhen von bis zu 300 m im Abdeckungsbereich der Radarszenen.

Das Gebiet ist durch einen sehr ländlichen und „zersiedelten“ Charakter geprägt. Eine Ausnahme stellt die Stadt Leipzig im Norden des Gebietes mit ungefähr 500.000 Einwohnern dar. Die Stadt Halle mit 230.000 Einwohnern, gelegen am Nordwestrand der Leipziger Tieflandsbucht, wurde in den ENVISAT ASAR Daten ebenfalls mit ausgewertet. Ausgedehnte agrarwirtschaftlich genutzte Flächen prägen das Landschaftsbild. Damit ist das Gebiet im Allgemeinen weniger gut für die differentielle Radarinterferometrie geeignet (siehe Abschnitt „zeitliche Dekorrelation“ in Kapitel 3.2).



**Abb. 1.3: Karte des Untersuchungsgebiets Leipziger Tieflandsbucht mit den ausgewerteten Flächen der vier SAR Datenstapel**

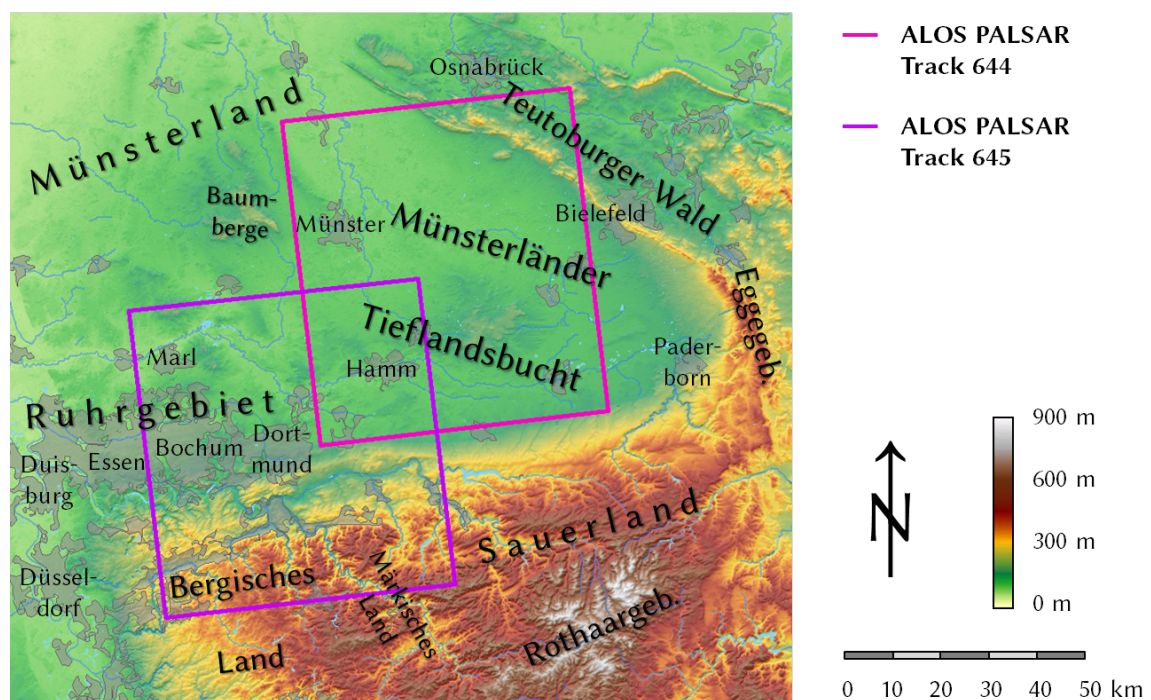
Der Südraum von Leipzig ist seit der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts durch die Gewinnung tertiärer Braunkohle geprägt, im 19. Jahrhundert begann die bergmännische Gewinnung im Tiefbau und in Gruben mit einer durch Dampfmaschinen betriebenen Entwässerung (LFUG, 2004). Heute kommt es durch die Flutung aufgelassener Braunkohletagebaue in enger räumlicher Nachbarschaft mit der Entwässerung von



zwei aktiven Tagebauen zu leichten Hebungen und Senkungen der Geländeoberfläche. Beide Prozesse verursachen im Untersuchungsgebiet in der Regel nur geringe Höhenänderungen von maximal einem Zentimeter pro Jahr. Die Hauptsenkungsgebiete liegen im Bereich der aktiven Tagebaue Profen und Vereinigtes Schleenhain. Die stärksten Hebungen treten im Umfeld der heutigen Tagebauseen Zwenkauer See, Groitzscher See, Kahnsdorfer See, Hainer See und Störmthaler See auf, sowie im Bereich der Ortschaften Zwenkau und Böhlen. Im Zuge der Rekultivierung der Braunkohletagebaue entsteht im Südraum von Leipzig derzeit das sogenannte Neuseenland, ein Verbund aus 18 Seen.

### *Münsterländer Tieflandsbucht*

Die verwendete ALOS Szene (Track 644, Frame 1030) erstreckt sich über einen Teil der Münsterländer Tieflandsbucht (auch Westfälische Bucht genannt). Diese ist geprägt durch eine überwiegend ebene Landschaft mit einer durchschnittlichen Höhe von 80 m. Lediglich die Beckumer Berge im Zentrum der Bucht erreichen Höhen bis zu 170 m. Die ALOS Szene deckt zudem Teile des den Nordosten der Tieflandsbucht begrenzenden Teutoburger Waldes ab, der in diesem Bereich mit dem Dörenberg Höhen von bis zu 330 m erreicht.



**Abb. 1.4:** Karte der Untersuchungsgebiete Münsterländer Tieflandsbucht und östliches Ruhrgebiet mit den ausgewerteten Flächen der zwei ALOS PALSAR Datenstapel

Die Münsterländer Tieflandsbucht ist relativ dünn besiedelt. Im Bereich der ALOS Szene befinden sich die drei größeren Städte Münster (279.000 Einwohner), Hamm (181.000 Einwohner) und Gütersloh (96.000 Einwohner). Die Besiedlungsstärke nimmt nach Südwesten in Richtung Dortmund im Randbereich des Ruhrgebiets zu (vgl. Abb. 1.4).

Bergbauaktivitäten im Abdeckungsgebiet der ALOS Szene und daraus resultierende Höhenänderungen fanden im Bereich der Ortschaften Hamm und Ahlen in Südwesten der ALOS Szene statt (Bergwerk Ost). Hier wurde untertägig Steinkohle aus dem Karbonzeitalter gewonnen, teilweise ohne anschließende Verfüllung der entstandenen Hohlräume. Die Abbautätigkeiten in Bergwerk Ost wurden im September 2010 eingestellt. Zwei größere Senkungsmulden wurden im Bereich zwischen Werne, Bergkamen und Hamm detektiert.

### *Östliches Ruhrgebiet, Bergisches Land und Sauerland*

Als Ruhrgebiet wird der dicht besiedelte Raum südlich des Flusses Lippe bezeichnet. Das Gelände steigt sanft von 70 m im Norden bis etwa 290 m an der südlichen Ruhrgebietsgrenze an. Hier schließt sich im Bereich der ALOS Szene Track 645 (Frame 1020) der westliche Teil des Sauerlands und der nördliche Teil des Bergischen Lands an, wo Höhen von bis zu 550 m erreicht werden.

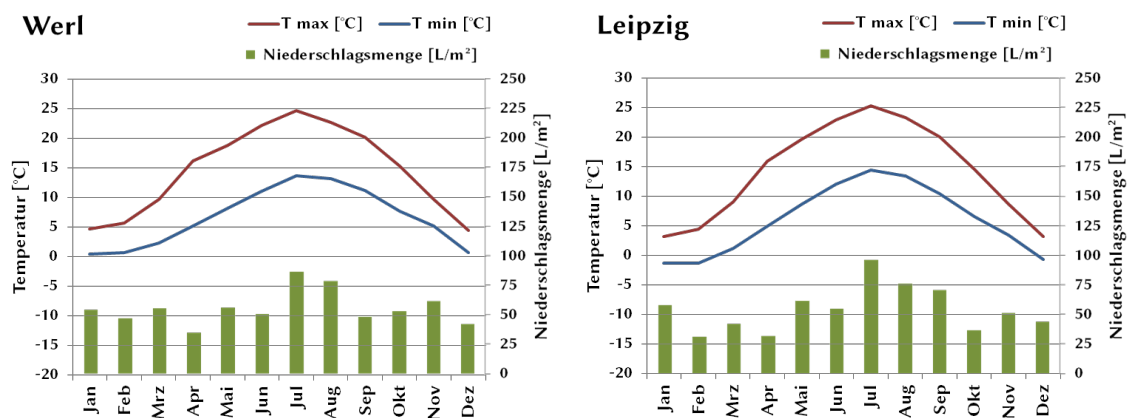
Neben der größeren Stadt Hamm, welche von beiden ALOS Szenen abgedeckt wird, zeigt die Besiedlungsstruktur eine deutliche Konzentration im Bereich des Ruhrgebiets mit insgesamt 5 Millionen Einwohnern. Von dem Ruhrgebiet fällt lediglich die östliche Hälfte in den Abdeckungsgebiet der ALOS Szene Track 645. Hier befinden sich mehrere große Städte über 100.000 Einwohner, wie zum Beispiel Bochum, Dortmund, Gelsenkirchen, Herne und Recklinghausen, welche zum Teil ineinander übergehen. Zudem ist am nördlichen Rand des Bergischen Landes und des Sauerlands eine Siedlungsanhäufung mit den größeren Städten Wuppertal, Hagen und Iserlohn zu beobachten.

Das gesamte Ruhrgebiet ist nach HUSKE (1998) seit dem 16. Jahrhundert durch den Steinkohlenbergbau im Stollenbau geprägt, der seit Beginn des 19. Jahrhunderts industriell im Tiefbau in bis zu 296 Zechen gleichzeitig betrieben wurde. Durch den Bergbau und die damit verbundene Wasserhaltung kam und kommt es im gesamten Gebiet zu Höhenänderungen. Von den derzeit drei verbliebenen aktiven Steinkohlenbergwerken des Ruhrgebietes (Stand 2011) liegt lediglich die Zeche Auguste Victoria bei Marl nördlich von Recklinghausen im Bereich der ALOS Szene Track 645. Neben den zwei bereits erwähnten Senkungsmulden westlich Hamm konnten nördlich und östlich von Marl, sowie in einer sich zwischen Recklinghausen und Bottrop erstreckenden länglichen Zone Senkungsbereiche detektiert werden.

### 1.3.3 Klimatologie

Alle drei Untersuchungsgebiete sind durch ein überwiegend warmgemäßigtes Klima geprägt. Durch die geringe räumliche Entfernung von lediglich 300 Kilometern kann von ähnlichen Klimabedingungen ausgegangen werden, wobei jedoch die Leipziger Tieflandsbucht leicht kontinentaler geprägt ist und die Münsterländer Tieflandsbucht leicht atlantischer.

Um diese Annahmen zu stützen, wurden für zwei ausgewählte Orte Klimadiagramme mit Monatsmitteln der Tageshöchst- und -tiefsttemperaturen, sowie für die durchschnittliche Niederschlagsmenge (in der Einheit [mm] bzw. [Lm<sup>-2</sup>]) erstellt. Die Klimadiagramme in Abbildung 1.5 basieren auf Daten des Klimarechners von dem Internetdienst WetterOnline ([http://www.wetteronline.de/framesets/klima/klima\\_klimarechner.htm](http://www.wetteronline.de/framesets/klima/klima_klimarechner.htm)) und beziehen sich auf den Zeitraum Januar 2005 bis November 2011. Als Wetterstationen wurde für den Bereich der Leipziger Tieflandsbucht die Station Leipzig gewählt (Koordinaten 12° 23' O, 51° 20' N, Höhe 120 m ü. NN). Für die beiden westlichen Untersuchungsgebiete wurde eine gemeinsame Wetterstation in Werl (Koordinaten 7° 55' O, 51° 33' N, 100 m ü. NN) gewählt. Zusätzlich wurden von den in Abbildung 1.5 dargestellten Daten die Differenzen zwischen den zwei Lokationen berechnet (siehe Tabelle 1.2).



**Abb. 1.5: Klimadiagramme der monatlich gemittelten Tagestemperaturextrema und Niederschlagsmengen für die Orte Werl und Leipzig im Zeitraum 2005 bis 2011**

#### *Leipziger Tieflandsbucht und sächsisches Hügelland*

Wie den Klimadiagrammen zu entnehmen ist, beträgt die Temperaturspanne der monatlich gemittelten Tagesmaxima in Leipzig 22,2 °C. Das Maximum der Tageshöchsttemperaturen von 25,3 °C wird im Juli erreicht. Die gemittelte Jahresniederschlagsmenge im Zeitraum 2005 – 2011 beträgt 651 L m<sup>-2</sup>. Nach DWD (2008) fällt im Bereich der Leipziger Tieflandsbucht an 160 Tagen Niederschlag, in den höheren Bereichen des sächsischen Hügellands an 170 bis 180 Tagen. Die mittlere jährliche Anzahl der Tage

mit Gewitter beträgt in den Niederungsgebieten 20 bis 25 Tage, im Hügelland 25 bis 30 Tage. Nach dem Klimarechner von WetterOnline wird Frost im Zeitraum Ende Oktober bis Anfang Mai an durchschnittlich 72 Tagen im Bereich von Leipzig registriert (100 bis 105 Tage im Hügelland lt. DWD, 2008). Von den Niederschlagstagen fällt an 35 bis 45 Tagen Schnee (Hügelland 45 bis 55 Tage). Eine geschlossene Schneedecke (mind. 1 cm Schnee) lag in Leipzig während der letzten drei Winter (2008/09, 2009/10 und 2010/11) im Mittel an 57 Tagen im Jahr, mit einer maximalen Schneebedeckung von 32 cm (Quelle: WetterOnline).

**Tab. 1.2: Differenzen zwischen den Monatsmitteln der zwei verwendeten Wetterstationen (Leipzig minus Werl)**

Messwert	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Tageshöchsttemperatur [°C]	-1,6	-1,3	-0,7	-0,2	0,8	0,8	0,7	0,7	-0,2	-0,8	-1,0	-1,3
Tagestiefsttemperatur [°C]	-1,8	-2,0	-1,1	-0,3	0,4	1,0	0,7	0,2	-0,7	-1,2	-1,8	-1,3
Niederschlagsmenge [L m <sup>-2</sup> ]	3,8	-16,1	-13,4	-3,2	4,9	3,9	10,2	-2,9	22,3	-16,1	-10,6	1,9
Anzahl der Frosttage	3,5	5,6	2,0	0,7	-0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	3,1	2,3

*Münsterländer Tieflandsbucht, östliches Ruhrgebiet, nördliches Bergisches Land und westliches Sauerland*

Die Temperaturspanne beträgt an der Messstation Werl 20,2 °C mit einem Maximum von 24,6 °C im Juli. Die mittlere Jahresniederschlagsmenge erreicht hier 667 L m<sup>-2</sup> mit durchschnittlich 185 Niederschlagstagen pro Jahr. Die mittlere jährliche Zahl der Tage mit Gewitter beträgt nach DWD (2008) im Münsterland und Ruhrgebiet 20 bis 25, in der Nähe des Teutoburger Waldes sowie südlich des Ruhrgebietes 25 bis 30 Tage. Im Zeitraum Mitte Oktober bis Anfang Mai ist mit Frost an 55 Tagen pro Jahr zu rechnen (70 bis 80 im Bergland). Die mittlere Zahl der Tage mit Schneefall (geschlossene Schneedecke von mind. 1 cm) der letzten drei Winter betrug nach WetterOnline im Durchschnitt 38 in Werl, mit einer maximalen Schneebedeckung von 16 cm. In den Kammlagen von Teutoburger Wald und Wiehengebirge beträgt die mittlere jährliche Zahl der Tage mit Schneefall bis zu 40 (Quelle: DWD, 2008).



*Vergleich der Untersuchungsgebiete*

Wie den Klimadiagrammen und Tabelle 1.2 entnommen werden kann, liegen die Temperaturextrema in Leipzig im Winter bis zu 2 °C niedriger als in Werl, wohingegen im Sommer in Leipzig 1 °C höhere Durchschnittstemperaturen gemessen wurden. Bei den Frosttagen hat Leipzig mit 72 deutlich mehr als Werl mit 55 Tagen pro Jahr. Die Niederschlagsmenge ist mit 651 L m<sup>-2</sup> (Leipzig) zu 667 L m<sup>-2</sup> (Werl) nahezu identisch, wobei jedoch in den Zeiträumen Februar – März und Oktober – November in Leipzig weniger Niederschlag fällt als in Werl, im Sommer hingegen Werl trockener als Leipzig ist. Bei der Anzahl der Niederschlagstage ist in Werl ebenfalls mit 185 Tagen gegenüber 168 Tagen pro Jahr Leipzig eine Zunahme zu erkennen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass beide Gebiete sehr ähnliche klimatische Bedingungen aufweisen. Der etwas stärkere atlantische Einfluss im westlichen Untersuchungsgebiet äußert sich vor allem durch milderes Wetter mit einer leicht erhöhten Anzahl an Niederschlagstagen und -menge. Die etwas mehr kontinental geprägte, kühlere Witterung um Leipzig führt hingegen zu strengeren Wintern mit einer länger andauernden Schneebedeckung.



## 2 Auswirkungen der Atmosphäre auf die Radarwellenausbreitung

*Ich habe den Verdacht, dass das Universum nicht nur sonderbarer ist, als wir vermuten, sondern dass es auch sonderbarer ist, als wir zu vermuten imstande sind.*

– JOHN B. S. HALDANE

### 2.1 Allgemeine Beschreibung der Atmosphäre

Als Atmosphäre wird die die Erde umgebende Gashölle bezeichnet. Je nach thematischer Fragestellung (z.B. chemische Zusammensetzung, Temperaturverteilung, Ionisierung) wird sie in verschiedene Stockwerke (Sphären) eingeteilt. Die Grenze zwischen zwei Sphären wird als Pause bezeichnet. Für die Radarinterferometrie ist die thermale Einteilung der Atmosphäre am entscheidendsten, da das Wettergeschehen in der nach dieser Einteilung bodennächsten Schicht stattfindet (siehe Kap. 2.1.1). Eine weitere für die Radarinterferometrie relevante Charakterisierung der Atmosphäre ist die nach dem Grad der Ionisierung (Kap. 2.1.2).

#### 2.1.1 Unterteilung der Atmosphäre nach der Temperatur

Abbildung 2.1 zeigt die Änderung des Luftdrucks und der Temperatur für verschiedene Höhen über der Erdoberfläche. Der Druck beträgt auf Meeresspiegelhöhe durchschnittlich 1013,25 hPa und nimmt mit zunehmender Höhe exponentiell ab (NOAA, 1976). Damit halbieren sich sowohl Luftdruck als auch Luftdichte im unteren Bereich der Atmosphäre (bis 80 km) mit zunehmender Höhe näherungsweise alle 5.500 m.

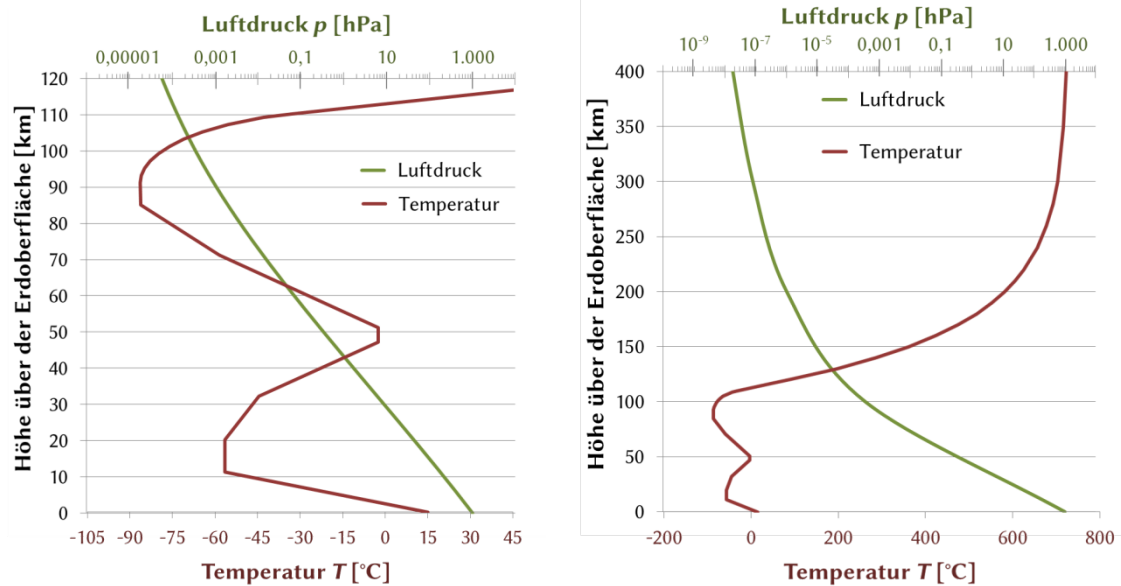


Abb. 2.1: Temperatur- und Druckverlauf mit der Höhe nach den Spezifikationen der U.S. Standardatmosphäre 1976 der NOAA und ICAO (nach NOAA, 1976)

Demgegenüber ändert sich die Temperatur mit der Höhe unregelmäßig. Im untersten Bereich der Atmosphäre nahe der Erdoberfläche nimmt die Temperatur linear mit 6,5 K je km ab. Dieser Bereich wird auch als Troposphäre bezeichnet (s. Abb. 2.2). Sie endet mit der Tropopause in ca. 8 km Höhe an den Polen und in 18 km Höhe am Äquator. Die durchschnittliche Höhe nach NOAA Standard Atmosphäre U.S. 1976 beträgt 11 km (vgl. auch Abb. 2.1).

Über der Tropopause folgen die weiteren Schichten Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre, welche jeweils durch unterschiedliche Temperaturbedingungen charakterisiert und durch eine Pause mit gleichbleibender Temperatur (Isothermie) unterteilt sind. Durch die Isothermie der Tropopause und die anschließende Temperaturzunahme in der Stratosphäre (Inversion) stellt die Tropopause eine Grenze für aufsteigende wärmere Luftpakete dar. Daher finden die turbulenten Durchmischungsprozesse, die allgemein als Wetter bezeichnet werden, ausschließlich in der Troposphäre statt (z.B. Thermik, Wolken, Niederschlag). Ausnahmen stellen Stratosphärenwolken („Perlmutterwolken“) in Höhen von 22 bis 29 km sowie „leuchtende Nachtwolken“ im Höhenbereich der Mesopause dar. Da das Wetter und die dabei entstehenden lokalen Inhomogenitäten innerhalb der Troposphäre Auswirkungen auf differentielle Interferogramme haben, wird auf die Troposphäre in Kapitel 2.2 nochmals näher eingegangen.

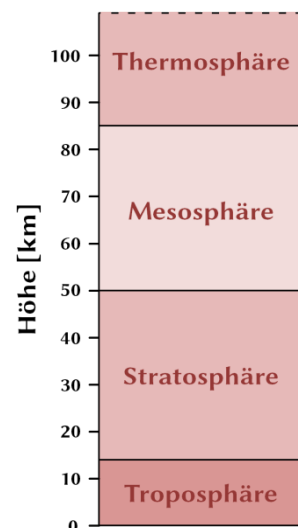
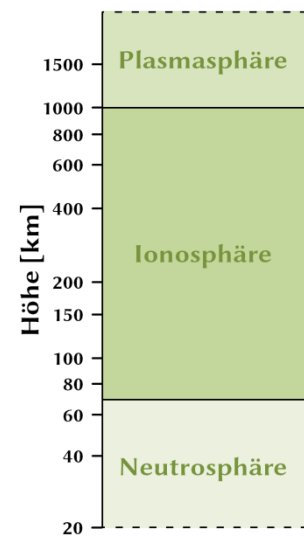


Abb. 2.2: Die Unterteilung der Atmosphäre nach der Temperatur

### 2.1.2 Unterteilung der Atmosphäre nach dem Ionisierungsgrad

Die Ionisation von Atomen und Gasmolekülen der Erdatmosphäre entsteht durch die Einwirkung hochenergetischer Strahlung. Auch wenn diese Strahlung teilweise aus dem Weltall stammt (vor allem galaktische kosmische Strahlung, Gammastrahlung, sowie Lyman-Alpha-Emission), ist als Hauptverursacher vor allem die von der Sonne emittierte harte Ultraviolett- und Röntgenstrahlung zu sehen. Trifft diese Strahlung auf Atome, so können Valenzelektronen aus der äußeren Schale „herausgeschlagen“ werden (Stoßionisation). Die bei der Ionisation entstehenden freien Elektronen neigen in der Regel dazu, sofort wieder eine Verbindung mit den verbleibenden positiv geladenen Kationen einzugehen. Durch die geringe Dichte der Erdatmosphäre in dem Höhenbereich der Ionosphäre kann die Rekombination jedoch deutlich verzögert sein.

Nach dem Ionisierungsgrad kann die Erdatmosphäre in die Schichten Neutrosphäre, Ionosphäre und Plasmasphäre unterteilt werden (s. Abb. 2.3). Innerhalb des untersten Stockwerks der Atmosphäre (Neutrosphäre) bis ca. 70 km über der Erdoberfläche überwiegen neutral geladene Atome und Moleküle. Die Rekombinationsrate von ionisierten Gasatomen aufgrund der Luftdichte ist hier sehr hoch. Die sich anschließende Schicht der Ionosphäre erstreckt sich über einen Höhenbereich von ungefähr 70 km über der Erdoberfläche bis zu der sogenannten Übergangshöhe bei ca. 1000 km, wobei ihr Ionisationsmaximum bei 350 km liegt. Die Übergangshöhe ist dadurch gekennzeichnet, dass hier die Ionen  $O^+$  und  $H^+$  eine identische Konzentration besitzen. In der sich an die Ionosphäre anschließenden Plasmasphäre treten überwiegend noch ionisierte Teilchen auf. Sie ist torusförmig um den Äquator angeordnet und reicht bis in Höhen von 20.000 bis 40.000 km (Plasmapause). Aufgrund der derzeit üblichen Flughöhen von Radarsatelliten in einem Bereich von 500 bis 800 km (siehe Tabelle 1.1 in Kapitel 1.3.1) spielt die Plasmasphäre bei der differentiellen Interferometrie keine Rolle, im Gegensatz zu GNSS Satelliten mit Flughöhen um 20.200 km (GPS), 23.200 km (Galileo) oder 19.100 km (GLONASS).



**Abb. 2.3: Die Unterteilung der Atmosphäre nach Ionisierungsgrad**

Die auf die Atmosphäre einwirkende Sonnenstrahlung, und damit die Ausprägung und Höhe der Ionosphäre, ist nicht konstant. Sie variiert unter anderem durch die in einem ungefähr 11-jährigen Zyklus wechselnde Sonnenfleckenaktivität. Die Rotationsperiode der Sonnenflecken führt darüber hinaus zu einer zyklischen Variation der Ionosphäre in einem 27-tägigen Rhythmus. Durch die Kugelgestalt der Erde in Verbindung mit der Erdrotation ist die Ionosphäre zudem sowohl tageszeitlich (siehe Abb. 2.4), als auch räumlich hoch variabel. Durch die elliptische Erdbahn um die Sonne können zudem jahreszeitliche Variationen beobachtet werden. So ist die Ionosphäre

nach CHAUHAN et al. (2011) um die beiden Monate der Tagundnachtgleiche (Äquinoktium, März und September) besonders stark ausgeprägt.

Die Ionosphäre wird in verschiedene Höschichten untergeteilt, welche sich jedoch gegenseitig überschneiden. Dabei ist die unterste Schicht D (ca. 70 – 90 km) nur tagsüber vorhanden und löst sich kurz nach Sonnenuntergang auf. Die höhere E-Schicht (ca. 90 – 130 km) verringert sich spätestens eine Stunde nach Sonnenuntergang deutlich. Die  $F_1$ -Schicht (von 130 – 200 km) und die  $F_2$ -Schicht (über 200 km) variieren ebenfalls tageszeitlich, bleiben allerdings auch während der Nacht bestehen, wobei allerdings beide Schichten in eine

zusammenhängende F-Schicht übergehen. Innerhalb der F-Schicht herrscht die höchste Elektronendichte vor, die hier bis zu  $5 \cdot 10^{12}$  freie Elektronen je  $m^3$  (entsprechend 5 Millionen Elektronen je  $cm^3$ ) betragen kann. Tabelle 2.1 aus HEISE (2002) fasst die unterschiedlichen Schichten zusammen und gibt weiterführende Informationen.

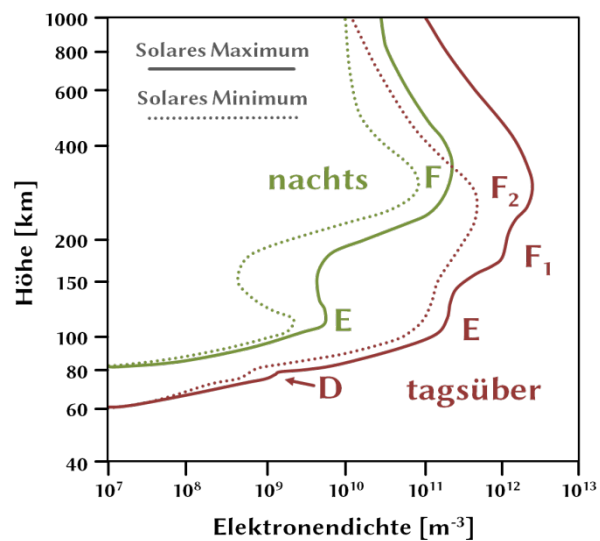


Abb. 2.4: Dichteverteilung freier Elektronen in der Ionosphäre (modifiziert nach HEISE, 2002)

Tab. 2.1: Höhenstufen und maximale Elektronendichten der Ionosphärenschichten

Ionosph. Schicht	Höhenbereich	Max. Dichte $\rho_e [m^{-3}]$	Ionisierende Strahlungen und ihre Wellenlängen $\lambda$
D	unter 90 km	$1 \cdot 10^{10}$	Lyman- $\alpha$ Strahlung ( $\lambda = 121,6$ nm), Röntgenstrahlung, kosmische Strahlung
E	90 – 130 km	$1 \cdot 10^{11}$	$\lambda < 14$ nm (XUV), $80 < \lambda < 102,7$ nm (XUV, UV)
$F_1$	130 – 200 km	$1 \cdot 10^{12}$	$14 < \lambda < 80$ nm (XUV)
$F_2$	über 200 km	$5 \cdot 10^{12}$	$14 < \lambda < 80$ nm (XUV)

Eine Besonderheit der Ionosphäre stellen wandernde kleinräumige Anomalien bzw. Fluktuationen der Elektronendichte dar, welche Meso Scale Traveling Ionospheric Disturbances (MSTID) genannt werden. In Japan wurden diese von SAITO et al. (1998) mithilfe eines GPS Netzwerkes mit fast 1000 Empfängern flächenhaft nachgewiesen, in den USA konnten sie ebenfalls von TSUGAWA et al. (2008) flächenhaft erfasst werden. Demnach treten MSTID vor allem in den frühen Nachtstunden zwischen 21 und 24 Uhr Ortszeit auf, in den USA wurden sie auch tagsüber zwischen 13 und 16 Uhr Ortszeit beobachtet. Sie bestehen aus wellenartigen, meist länglichen Strukturen, die

nachts Wellenlängen von weniger als 300 km (SAITO et al., 1998) bzw. Wellenlängen im Bereich von 200-500 km (TSUGAWA et al., 2008) besitzen und sich mit einer Geschwindigkeit von 350 bis 550 km/h fortbewegen. In den USA wurden Wellenfronten mit Längen über 1000 km beobachtet, oft treten MSTID jedoch kleinräumiger auf.

Die Auswirkung der Ionosphäre auf die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen wird in Kapitel 2.3 näher beschrieben.

### 2.1.3 Einfluss der Atmosphäre auf die Wellenausbreitung

Wie auch Lichtstrahlen in der Optik können elektromagnetische Wellen entlang ihres Ausbreitungsweges Abschwächung (Dämpfung), Reflexion (Spiegelung), Refraktion (Brechung), Diffraction (Beugung) und Streuung nach RAYLEIGH sowie nach MIE erfahren. Für eine ausführliche Behandlung jeder dieser Aspekte siehe LAVERGNAT & SYLVAIN (2000). Hinsichtlich der differentiellen Radarinterferometrie ist vor allem die Refraktion der Radarstrahlung auf dem Weg durch die Erdatmosphäre von Bedeutung, da sie zu einer Änderung des Ausbreitungsweges der Wellen führen kann. Diese Wegänderung, in Verbindung mit der damit zusammenhängenden Geschwindigkeitsänderung, kann zu Phasenverschiebungen bei der differentiellen Radarinterferometrie führen.

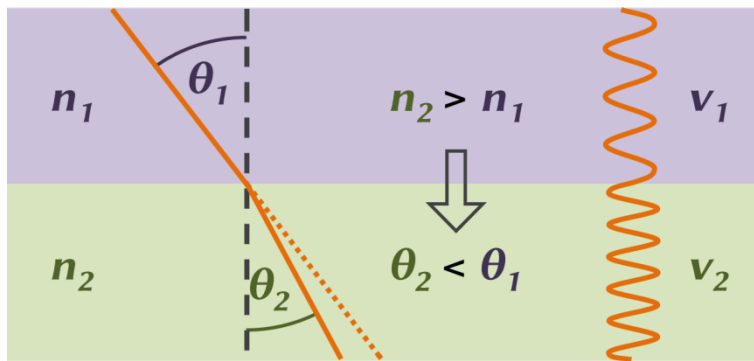
Wenn elektromagnetische Strahlung von einem Ausbreitungsmedium in ein Medium mit abweichendem Brechungsindex eintritt, findet eine Änderung der Phasengeschwindigkeit statt. Diese Änderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit führt nach dem SNELLIUS'schen Brechungsgesetz zu einer Richtungsänderung (Refraktion bzw. Brechung), wenn die Wellenfront unter einem Winkel  $\theta \neq 0$  gegen das Lot der Grenzfläche geneigt ist (s. auch Abb. 2.5).

Der Brechungsindex  $n$  ist eine dimensionslose Materialeigenschaft des Ausbreitungsmediums, der dem Verhältnis zwischen der Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c$  im Vakuum und der Geschwindigkeit  $v$  im Medium entspricht (Formel 2.1). Der Brechungsindex ist unter anderem abhängig von der Wellenlänge der Strahlung (Dispersion).

$$n = \frac{c}{v} \quad (2.1)$$

Die Brechungsindizes  $n_1$  und  $n_2$  zweier unterschiedlicher Ausbreitungsmedien 1 und 2 stehen im umgekehrten Verhältnis zu den in ihnen herrschenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten  $v_1$  und  $v_2$ . Nach dem SNELLIUS'schen Brechungsgesetz ergibt sich der in Formel 2.2 dargestellte Zusammenhang zwischen den beiden Ausbreitungswinkeln  $\theta_1$  und  $\theta_2$  (s. auch Abb. 2.5) und den unterschiedlichen zurückgelegten Wegstrecken  $s$  bezogen auf die Laufzeit  $t$ .

$$\frac{n_1}{n_2} = \frac{v_2}{v_1} = \frac{t \cdot v_2}{t \cdot v_1} = \frac{s_2}{s_1} = \frac{\sin(\theta_2)}{\sin(\theta_1)} \quad \Rightarrow \quad \theta_2 = \sin^{-1} \left( \frac{v_2}{v_1} \cdot \sin(\theta_1) \right) \quad (2.2)$$



**Abb. 2.5:**  
Visualisierung des  
SNELLIUS'schen  
Brechungsgesetzes

Aufgrund der sehr nahe an eins liegenden Werte für typische Brechungsindizes der Luft wird oftmals eine abweichende Definition verwendet, die im Folgenden als Brechzahl  $N$  (engl. Refractive Co-index oder Refractivity) bezeichnet werden wird.

Die Brechzahl  $N$  lässt sich über die folgende Beziehung anhand des Brechungsindex  $n$  berechnen:

$$N = 10^6 \cdot (n - 1) \quad (2.3)$$

Der Brechungsindex ändert sich mit der Höhe. Durch die Integration über die Höhe ist es möglich, den gesamten Einfluss der Atmosphäre bis zu der Flughöhe des Satelliten zu bestimmen. Diese Gesamtrefraktion beeinflusst natürlich die Ausbreitung der Radarwelle, sie ist jedoch für den gesamten Bereich einer Radarszene nahezu identisch. Für die differentielle Radarinterferometrie ist vielmehr von Belang, wie sich die Refraktion durch lokale Inhomogenitäten in der Troposphäre (und auch in der Ionosphäre), vor allem der Temperatur und des Wasserdampfdrucks ändert. Diese können, zum Beispiel in Form von Wolken, kleinräumig stark variabel auftreten. Demgegenüber ist eine Änderung des Luftdruckes in der Regel ein großräumiges Phänomen, welches sich allenfalls als Trends in differentiellen Interferogrammen zeigen könnte.

Im Folgenden werden die Ursachen beschrieben, die zu einer Änderung der Wellenausbreitung innerhalb der Troposphäre (Kapitel 2.2) und Ionosphäre (Kapitel 2.3) führen können.

Von den zu Beginn aufgezählten Effekten ist neben der Refraktion die Streuung ein weiteres die Wellenausbreitung in der Atmosphäre beeinflussendes Phänomen. Streuung findet allerdings nur statt, wenn sich die Wellen an Teilchen in der Troposphäre streuen, welche eine ähnlich Größenordnung wie die Wellenlänge besitzen. Bei den hier verwendeten Radarwellen ist dies bei Regentropfen der Fall. Die Auswirkungen solcher Hydrometeore werden in Kapitel 2.2.3 näher behandelt.



## 2.2 Einfluss der Troposphäre auf elektromagnetische Strahlung

### 2.2.1 Refraktion in der Troposphäre

Der Brechungsindex innerhalb der Troposphäre hängt vor allem von der Temperatur, dem Luftdruck, dem Wasserdampfgehalt sowie der molekularen Zusammensetzung der Luft ab. Letztere ist relativ konstant, jedoch muss der seit Beginn der Industrialisierung ansteigende Gehalt an Kohlenstoffdioxid ( $\text{CO}_2$ ) berücksichtigt werden. Die nachfolgende Formel 2.4 wurde auf den aktuellen  $\text{CO}_2$ -Gehalt in Höhe von 390 ppm (0,039 %, voraussichtlicher Wert für 2012) umgerechnet.

Mithilfe eines erstmals 1953 von SMITH und WEINTRAUB empirisch bestimmten Zusammenhangs kann anhand der Lufttemperatur  $T$  in [K], dem partiellen Druck  $p_d$  des trockenen Luftanteils, dem partiellen Druck des feuchten Luftanteils  $p_w$  (auch bezeichnet als Wasserdampfdruck), sowie dem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck  $p_c$  (alle angegeben in [hPa]), die Brechzahl  $N$  für Radarstrahlung bis 30 GHz ermittelt werden (siehe auch LAVERGNAT & SYLVAIN, 2000). RÜEGER (2002) gibt folgende verbesserte Fassung mit aktualisierten empirisch bestimmten Faktoren an:

$$N = 77,6681 \frac{p_d - p_c}{T} + 71,2952 \frac{p_w}{T} + 375,463 \frac{p_w}{T^2} + 133,480 \frac{p_c}{T} \quad (2.4)$$

Bei Verwendung des im Alltag gebräuchlicheren Gesamtdruckes  $p = p_d + p_w$  sowie unter der Annahme  $p_c = 0,000390 \cdot p_d$  ergibt sich Formel 2.5:

$$N = 77,6899 \frac{p}{T} - 6,3947 \frac{p_w}{T} + 375,463 \frac{p_w}{T^2} \quad (2.5)$$

Die vier Diagramme in Abbildung 2.6 zeigen die Variabilität von  $N$  in Abhängigkeit von  $T$ ,  $p$ ,  $p_w$  und  $p_c$ , wobei jeweils eine der Variablen in einem üblicherweise in der Natur vorkommenden Wertebereich variiert wird, die anderen zwei Variablen jedoch konstant bleiben. Hierfür wurden die Werte der Standardatmosphäre U.S. 1976 bezogen auf Meereshöhe ( $T = 288,15 \text{ K} = 15^\circ\text{C}$ ,  $p = 1.013,25 \text{ hPa}$ ) verwendet. Bezüglich des Wasserdampfdrucks wurde für Abbildung 2.6 (abweichend von der Standardatmosphäre mit einer relativen Luftfeuchte von 0 %) ein Wert von  $p_w = 12,789 \text{ hPa}$  entsprechend einer relativen Luftfeuchte von 75 % bei  $15^\circ\text{C}$  dargestellt. Der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck  $p_c$  wurde konstant auf 390 ppm belassen. Da der  $\text{CO}_2$  Gehalt in den Abgasen von Kohlekraftwerken nach IPCC (2005) in den meisten Fällen unter 15 % liegt, wurde in Abbildung 2.6 unten rechts ein Wertebereich des  $\text{CO}_2$  Gehalts zwischen 0 % und 20 % gewählt.

Der Zusammenhang zwischen  $p$  und  $N$ , sowie  $p_w$  und  $N$  ist linear proportional, d. h. mit steigendem Druck steigt auch der Brechungsindex (s. Abb. 2.6). Der Einfluss der Änderung des  $\text{CO}_2$ -Gehalts auf  $N$  ist nach RÜEGER (2002) ebenfalls linear. Demgegenüber ist der Zusammenhang zwischen  $T$  und  $N$  quadratisch antiproportional. In einem

üblichen Temperaturbereich von  $-30^{\circ}\text{C}$  bis  $+40^{\circ}\text{C}$  kann die Abnahme der Refraktion jedoch näherungsweise als linear betrachtet werden (siehe gestrichelte graue Linie in Abb. 2.6 links oben). Innerhalb dieser Grenzen kann die Änderung von  $N$  durch Differenzierung alternativ mittels Formel 2.6 ermittelt werden (in Anlehnung an MAÎTRE, 2008, unter Verwendung der aktualisierten Werte in Formel 2.5).

$$\Delta N = -1,482 \Delta T + 0,270 \Delta p + 4,500 \Delta p_w + 0,191 \Delta p_c \quad (2.6)$$

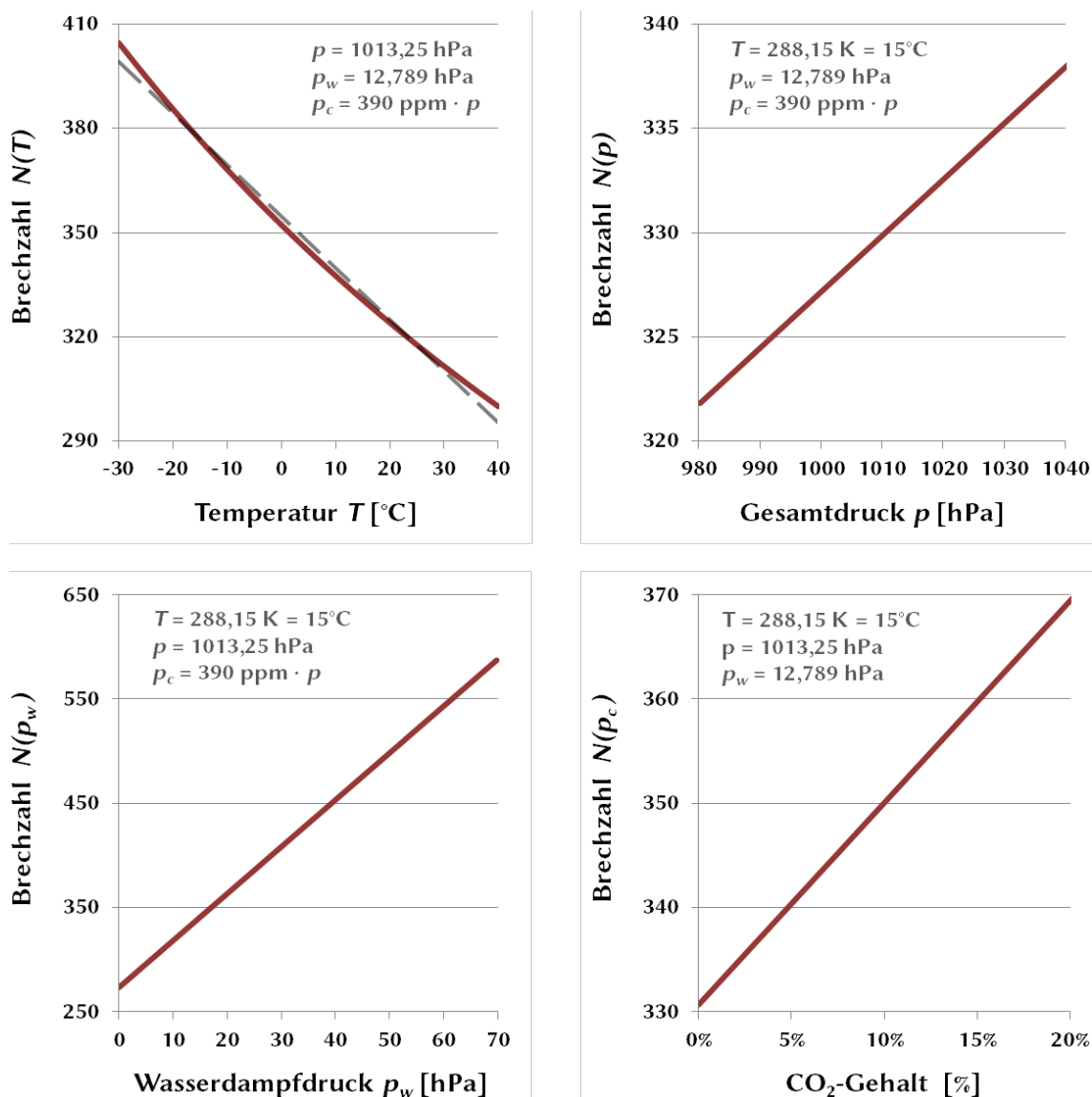


Abb. 2.6: Brechzahl  $N$  in Abhängigkeit von Temperatur, Gesamtdruck, Wasserdampfdruck und  $\text{CO}_2$ -Gehalt (beachte die unterschiedlichen Wertebereiche der  $N$ -Achsen)

Die Refraktion der Atmosphäre ist innerhalb des Abdeckungsbereichs der hier untersuchten Radarszenen ( $30 \times 50$  bis  $100 \times 100 \text{ km}^2$ ) nahezu identisch. Im Folgenden soll exemplarisch für eine Wettersituation mit sehr starken Druck- und Temperaturgradienten die Änderung der Brechzahl anhand Formel 2.6 über die Streifenbreite einer hypothetischen Radarszene von 100 km betrachtet werden.

Bei einem angenommenen ungewöhnlich starken Druckgradienten von 10 hPa pro 100 km beträgt die ungefähre Änderung der Brechzahl über diese Entfernung  $\Delta N = 3$ . In Europa kann mit maximalen Temperaturgradienten von 2 °C pro 100 km gerechnet werden. Dieser starke Gradient würde eine Änderung von  $\Delta N = -3$  auf 100 km erzeugen. Ungeachtet dieser Überlegungen kann es allerdings orographisch bedingt, beispielsweise im Hochgebirge, zu stärkeren (von der Geländehöhe abhängigen) Gradienten kommen (siehe hierzu Kapitel 3.2). Da derartige Effekte in den Untersuchungsgebieten nicht beobachtet werden konnten, wird im Folgenden nicht weiter darauf eingegangen.

Nach Formel 2.6 hat der Wasserdampfdruck die größten Auswirkungen auf die Änderung des Brechungsindex. Beispielsweise eine sehr warme Luftmasse von 40 °C kann gesättigt (100 % relative Luftfeuchte) einen Wasserdampfdruck von 73,8 hPa aufweisen, was die Brechzahl  $N$  um einen Wert von 167 gegenüber einer ebenso warmen Luftmasse von nur 50 % relativer Luftfeuchte ändert.

Änderungen des partiellen Wasserdampfdrucks können in der Troposphäre kleinräumig variabel zum Beispiel in Form von Wolken auftreten und wurden oft im Untersuchungsgebiet beobachtet. Ein theoretisches Beispiel hierfür wird im nächsten Kapitel beschrieben und berechnet.

### **2.2.2 Beispielhafte Auswirkungen der Refraktion auf die Wellenausbreitung**

Hinsichtlich der Radarinterferometrie ist von Interesse, inwiefern durch Änderungen der atmosphärischen Refraktion Phasenverschiebungen in den Radardaten entstehen können. Wie in Kapitel 2.2.1 beschrieben, wirkt sich eine Änderung der Refraktion auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Radarwelle aus. Diese Änderungen finden kontinuierlich entlang des gesamten Weges der Radarwelle vom Sensor bis zum Erdboden statt. Dieser Gesamteinfluss des Ausbreitungsweges durch die Atmosphäre ist nahezu identisch für jeden Zeitpunkt und jede Auflösungszelle, und kann damit bei den interferometrischen Wiederholungsmessungen vernachlässigt werden. Von Interesse sind jedoch Inhomogenitäten der Atmosphäre, insbesondere verursacht durch die variierenden Wasserdampfgehalte der Troposphäre, beispielsweise in Form von Wolken. Diese sind zeitlich hoch variabel und können kleinräumig zu unterschiedlichen Brechungsindizes führen.

Im Folgenden soll exemplarisch der Einfluss der Refraktion gezeigt werden. Die Berechnung erfolgt unter der Annahme einer hypothetischen ausgedehnten Cumuluswolke mit einer vertikalen Mächtigkeit  $h_{\text{Wolke}}$  von 1 km (siehe Abb. 2.7). Die Annahmen, die zur Entstehung der Wolke geführt haben können, sowie die Berechnung der Temperatur- und Druckkennwerte der Wolke sind in Anhang A aufgeführt.

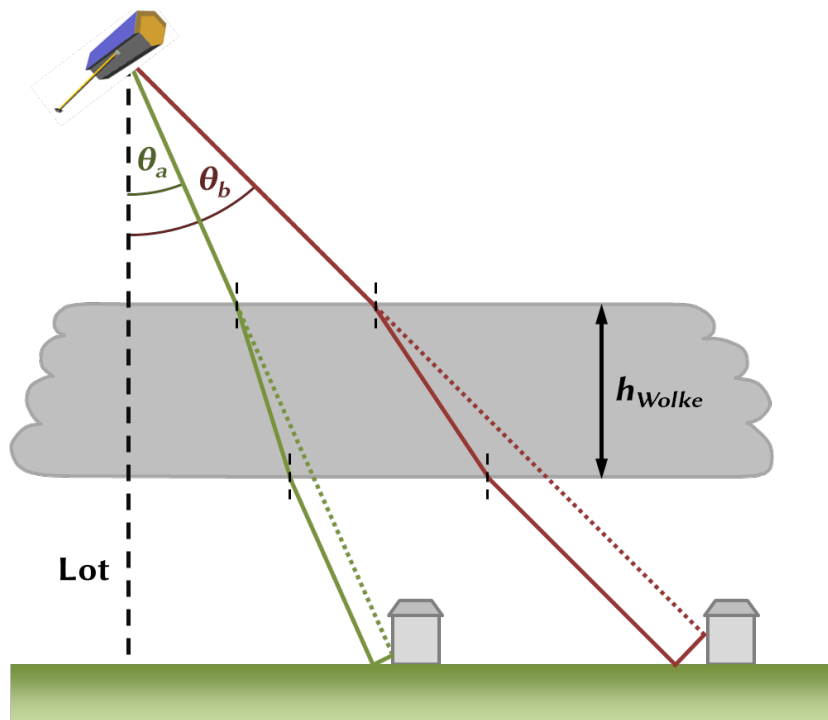


Abb. 2.7: Wellenausbreitung nach dem SNELLIUS'schen Brechungsgesetz anhand einer hypothetischen Wolke für zwei verschiedene Einfallswinkel

Nach HANSEN et al. (2001) wird die Refraktion innerhalb von Wolken zusätzlich durch den Anteil  $W_f$  an flüssigem Wasser beeinflusst. Dieser Anteil flüssigen Wassers kommt vor allem innerhalb von Nebel und Wolken vor, welche aus kleinen Wassertropfen bestehen, die in einem ständigen thermodynamischen Gleichgewicht mit dem Wasserdampfgehalt der Luft stehen. Der Anteil flüssigen Wassers, angegeben in der Einheit  $[\text{g}/\text{m}^3]$ , ist jedoch schwierig zu bestimmen und variiert auch im Bereich einer Wolke stark mit der Höhe. Der Zusammenhang zwischen dem vom flüssigen Wassergehalt resultierenden Brechungsindex  $N_f$  und  $W_f$  und ist in Formel 2.7 gegeben.

$$N_f = 1,47 * W_f \quad (2.7)$$

Der Gesamtbrechzahl entspricht damit der Summe aus der Brechzahl  $N$  gemäß Formel 2.4 und  $N_f$ . Für eine Herleitung des Faktors 1,47 siehe LI (2005). Der Faktor besitzt eine leichte Abhängigkeit von der Temperatur, sowie auch von der Radarwellenlänge. Bei den hier verwendeten Radarwellenlängen (1 – 10 GHz) sowie typischen Temperaturen (0 – 50 °C) differiert der Faktor jedoch lediglich um 0,002, was in guter Näherung vernachlässigbar ist.

Der Anteil flüssigen Wassers in einer Wolke beträgt nach LI (2005) ca.  $0,5 \text{ g}/\text{m}^3$  für Cumuluswolken, sowie  $0,5$  bis  $2,0 \text{ g}/\text{m}^3$  für Wolken der Art Cumulus congestus und Cumulonimbus (Gewitterwolken). Für die hier angenommene hypothetische Wolke mit einer Mächtigkeit von 1 km wird ein Wert von  $1,0 \text{ g}/\text{m}^3$  verwendet, die Umgebungsluft enthält kein flüssiges Wasser ( $0,0 \text{ g}/\text{m}^3$ ).

Im Folgenden soll als Vereinfachung von einer homogenen Wolke ausgegangen werden, welche einen konstanten Brechungsindex besitzt, bezogen auf die in mittlerer Wolkenhöhe vorherrschenden Werte für Temperatur, Wasserdampfdruck und Luftdruck. Nach Anhang A ergibt dies eine Brechzahl  $N_w$  für die Wolke und  $N_u$  für die Umgebung außerhalb der Wolke in Höhe von  $N_w = 290,3$  und  $N_u = 257,8$ . Hiermit lässt sich auf eine Abnahme der Ausbreitungsgeschwindigkeit  $v_w$  innerhalb der Wolke um  $3,2 \cdot 10^{-3} \%$  gegenüber der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Umgebung außerhalb der Wolke ( $v_u$ ) schließen. Bei einem angenommenen Einfallswinkel von  $\theta_1 = 23,0^\circ$  führt dies nach Formel 2.2 zu einer Winkeländerung um  $7,9^\circ \cdot 10^{-4}$  auf  $22,9992^\circ$  beim Eintritt in die Wolke zum Zeitpunkt  $t_1$  (diese Winkeländerung ist in den Abb. 2.7 und 2.8 stark übertrieben dargestellt).

In Abbildung 2.8 sollen nun zwei Wellenteilchen betrachtet werden (siehe roter und grüner Punkt), die sich zum Zeitpunkt  $t_1$  am identischen Ort befinden. Das grüne Teilchen breitet sich ohne die Beeinflussung einer Wolke geradlinig entlang der grünen durchgezogenen Linie aus. Das rote Teilchen wird demgegenüber die oben beschriebene Wolke durchqueren und dabei einen abweichenden Weg zurücklegen (rote durchgezogene Linie).

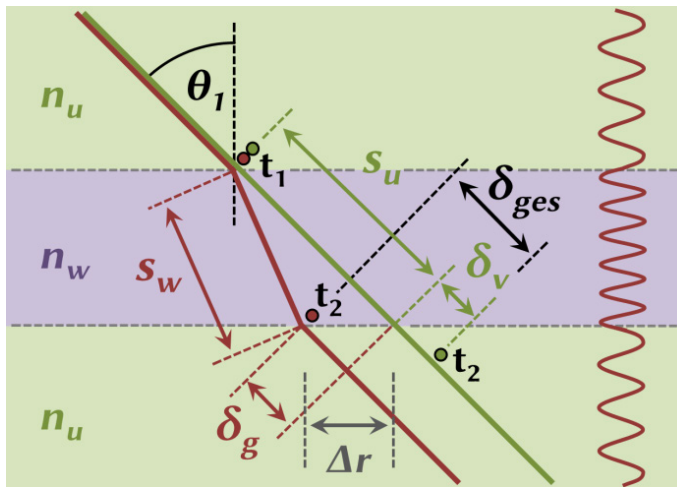


Abb. 2.8: Definition von Variablen für die Berechnung der Ausbreitung durch ein Medium mit einem abweichenden Brechungsindex

Nach einem zurückgelegten Weg  $s_w$  innerhalb der Wolke tritt das Wellenteilchen zum Zeitpunkt  $t_2$  aus der Wolke aus und der Einfallswinkel ändert sich wieder auf den ursprünglichen Wert von  $23,0^\circ$  zurück. Der Strahl ist nun jedoch durch eine gewisse Horizontaldistanz  $\Delta r$  parallel zu dem grünen Ausbreitungsweg des nicht von der Wolke beeinflussten Teilchens verschoben (zum Sensor hin). Diese Verschiebung ergibt sich trigonometrisch zu  $\Delta r = h_{\text{Wolke}} \cdot \tan(\theta_1) - h_{\text{Wolke}} \cdot \tan(\theta_2) = 1,63 \text{ cm}$ . Mit  $\Delta r$  ist es möglich, die geometrische Pfadverlängerung  $\delta_g = \Delta r \cdot \sin(\theta_1)$  zu berechnen. Um diese Wegstrecke  $\delta_g = 0,64 \text{ cm}$  ist die Position des roten Teilchens aufgrund des unterschiedlichen geometrischen Ausbreitungswegs in Relation zu dem grünen Teilchen entgegen der Ausbreitungsrichtung versetzt.

Zusätzlich gibt es noch eine geschwindigkeitsabhängige Komponente  $\delta_v$  der Pfadverlängerung, welche dadurch entsteht, dass das rote Teilchen gegenüber dem grünen Teilchen eine niedrigere Ausbreitungsgeschwindigkeit erfahren hat. Diese Wegstrecke ergibt sich anhand der Laufzeit, welches das rote Teilchen für die Strecke  $s_w$  benötigt hat, multipliziert mit der Geschwindigkeit  $v_2$  des grünen Teilchens in der Umgebung ohne Wolke:  $\delta_v = (t_2 - t_1) \cdot v_2 - s_n = 2,89 \text{ cm}$ , wobei  $s_n = h_{\text{Wolke}} \cdot \cos(\theta_1)$ . Für sehr flache Einfallswinkel  $\theta_1 > 45^\circ$  wird der Wert von  $\delta_v$  negativ (s. Abb. 2.9), entsprechend einer Pfadverkürzung.

Beide Komponenten  $\delta_g$  und  $\delta_v$  addieren sich zu einer Gesamtwegverlängerung  $\delta_{\text{ges}}$ , welche in dem oben angegebenen Beispiel 3,5 cm beträgt. Um diese Strecke ist das rote Wellenteilchen (bzw. dessen ebene Wellenfront) gegenüber der Wellenfront des nicht durch eine Wolke beeinflussten grünen Teilchens entgegen der Ausbreitungsrichtung versetzt. Diese Verschiebung würde in einem differentiellen Interferogramm einer scheinbaren Pfadverlängerung entsprechen, welche ebenso durch eine Senkungsmulde entstanden sein könnte. Wie in Abbildung 2.7 dargestellt, sind die beschriebenen Effekte abhängig von dem lokalen Einfallswinkel der Radarstrahlung. Dieser kann in der Regel bei dem Aufbau eines neuen Datenstapels von SAR Szenen beeinflusst werden. Daher wurde zudem der Einfluss des Einfallswinkels untersucht. Das Diagramm in Abbildung 2.9 zeigt die Winkelabhängigkeit der Verschiebung einer Wellenfront für SAR-typische Einfallswinkel bis  $50^\circ$ . Bei zunehmendem Winkel steigt die geometrische Wellenverschiebung  $\delta_g$  an, wohingegen die geschwindigkeitsabhängige Verschiebung  $\delta_v$  abnimmt und ab einem Einfallswinkel von  $45^\circ$  sogar negative Werte annehmen kann. Da die Zunahme von  $\delta_g$  überwiegt, steigt die resultierende Wellenverschiebung  $\delta_{\text{ges}}$  stetig an und strebt gegen unendlich für  $\theta_1 \rightarrow 90^\circ$ .

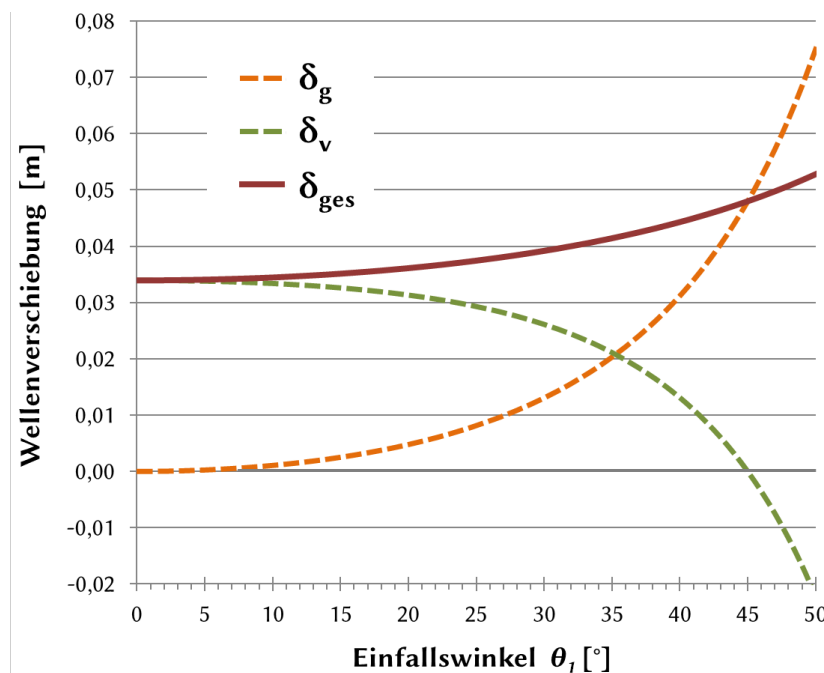
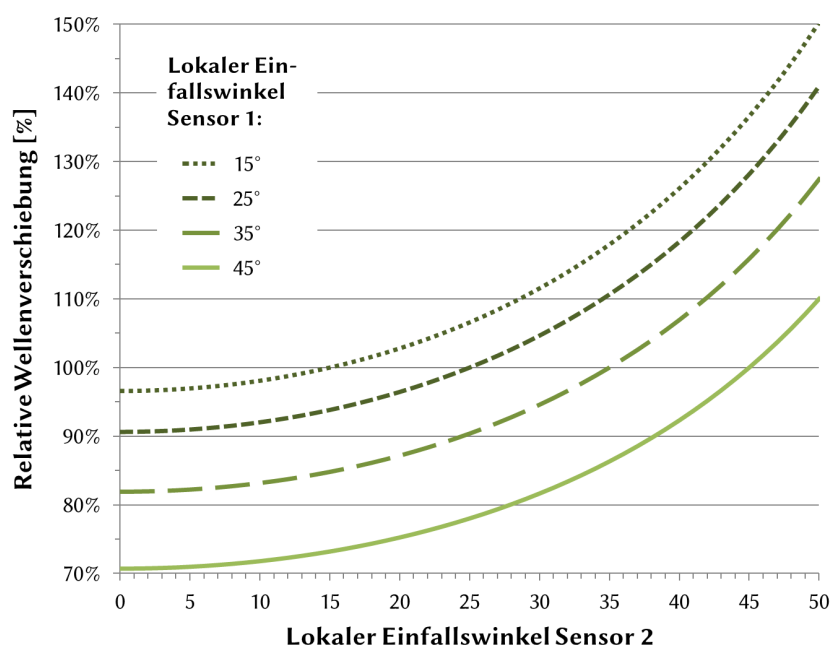


Abb. 2.9: Verschiebung der Wellenfront in Abhängigkeit vom lokalen Einfallswinkel der Radarstrahlung

TARAYRE-ORIOU & MASSONNET (1996) haben anhand von differentiellen Interferogrammen beobachtet, dass die atmosphärische Wellenverschiebung von dem Einfallswinkel der Strahlung abhängt. So konnten sie mit zunehmender Entfernung in Entfernungsrichtung aufgrund des flacher werdenden Einfallswinkels einen Phasentrend beobachten, der sich ähnlich wie ein Phasentrend durch einen Orbitfehler äußert.

Alle zuvor berechneten Werte sowie Abbildung 2.9 gelten nur für die in Anhang A hergeleitete hypothetische Wolke. Für abweichende partielle Wasserdampfdrücke und Lufttemperaturen erhält man abweichende Ergebnisse. Hierbei beeinflusst vor allem die Wolkenmächtigkeit  $h_{Wolke}$  die Ergebnisse stark, da eine Verdoppelung der Wolkenmächtigkeit zu einer Verdoppelung der Gesamtverschiebung  $\delta_{ges}$  führt. Da die in Abbildung 2.9 dargestellte Wellenverschiebung für eine 1 km mächtige Wolke berechnet wurde, könnte die Einheit der Wellenverschiebung auch in [m/km] angegeben werden.

Unabhängig von der jeweiligen Ausprägung der Wolke bleiben die relativen Verhältnisse zwischen verschiedenen  $\delta_{ges}$  für zwei Einfallswinkel nahezu konstant. Dies ermöglicht eine Betrachtung der relativen Unterschiede zwischen zwei Sensoren. In Tabelle 2.2 ist die relative Auswirkung des Einfallswinkels der in dieser Arbeit verwendeten SAR Szenen angegeben (relativ bezogen auf ENVISAT ASAR). Dabei bezieht sich die Angabe des Einfallswinkels auf den Mittelpunkt des gewählten Ausschnitts aus der SAR Szene. Abbildung 2.10 zeigt die in Tabelle 2.2 angegebene relative Verschiebung (in [%]) für zwei Sensoren unterschiedlicher Einfallswinkel an. Beispielsweise ein Sensor mit einem Einfallswinkel von  $35^\circ$  besitzt eine um ca. 17,9% größere Wellenverschiebung als ein zweiter Sensor mit  $15^\circ$  Einfallswinkel (gepunktete Linie).



**Abb. 2.10: Relative Verschiebung der Wellenausbreitung zwischen zwei Sensoren mit unterschiedlichen Einfallswinkeln**

**Tab. 2.2: Verschiebung der Wellenausbreitung in Abhängigkeit vom lokalen Einfallswinkel, relativ bezogen auf ENVISAT ASAR**

	ENVISAT ASAR	TerraSAR-X Descending	TerraSAR-X Ascending	ALOS PALSAR
Mittlerer lokaler Einfallswinkel	22,77°	26,45°	33,25°	38,73°
Verschiebung relativ zu ENVISAT	100,00 %	102,99 %	110,26 %	118,20 %

### 2.2.3 Beeinflussung elektromagnetischer Strahlung durch Hydrometeore

Neben den beschriebenen Auswirkungen der gasförmigen Bestandteile der Luft erfährt elektromagnetische Strahlung auch eine Beeinflussung durch flüssiges und eisförmiges Wasser. Diese Partikel in der Atmosphäre werden in der Meteorologie als Hydrometeore bezeichnet (DWD, 1990). Primär führen Hydrometeore zu einer Abschwächung der Radarintensität (vgl. z.B. DANKLMAYER et al., 2009), welche aber für diese Arbeit nur von geringer Bedeutung ist. Daneben kommt es auch zu einer Verzögerung bzw. Verschiebung der Wellenfront. Diese ist nach MOISSEEV & HANSSEN (2003) für Eispartikel vernachlässigbar klein. Für flüssige Wasserteilchen ist sie jedoch von größerer Bedeutung.

Eine ausführliche Behandlung der Wellenverschiebung durch flüssige Hydrometeore findet sich in OGUCHI (1983), eine Zusammenfassung bezogen auf die differentielle Interferometrie geben MOISSEEV & HANSSEN (2003) und LI (2005). Demnach ist die durch Hydrometeore bedingte Signalverschiebung  $\delta_h$  eine Funktion der Häufigkeitsverteilung  $N(D_R)$  der Regentropfendurchmesser (abhängig von der Regenrate  $R$  in [mm/h]), sowie der Amplitude der vorwärts gerichteten Streuung  $f(D_R)$  nach RAYLEIGH (abhängig von dem Tropfendurchmesser  $D_R$ , der Wellenlänge  $\lambda$  und der relativen dielektrischen Leitfähigkeit  $\varepsilon_r$  von Wasser). Dabei spielt die Exzentrizität  $d_e$  der Regentropfen eine Rolle. Regentropfen mit einem Durchmesser über 8 mm sind instabil und zerfallen wieder in kleinere Tropfen.

$$\delta_h = 10^{-3} \frac{\lambda^2}{2\pi} \cdot \int_{D_R=0}^{8 \text{ mm}} \operatorname{Re}(f(D_R) \cdot N(D_R)) dD_R \quad (2.8)$$

$$\text{Mit: } N(D_R) = 8.000 \cdot \exp\left(-\frac{4,1 \cdot D_R}{R^{0,21}}\right) \quad \text{und} \quad f(D_R) = \frac{\pi^2 \cdot D_R^3}{6 \cdot \lambda^2} \cdot \frac{\varepsilon_r - 1}{1 + L_h \cdot (\varepsilon_r - 1)}$$

$$\text{wobei } L_h = \frac{1-L_v}{2}, L_v = \frac{1}{d_e^2} \left(1 - \sqrt{\frac{1-d_e^2}{d_e^2}} \cdot \arcsin(d_e)\right) \quad \text{und} \quad d_e = \sqrt{1 - \frac{(515-31 D_R)^2}{250.000}}$$

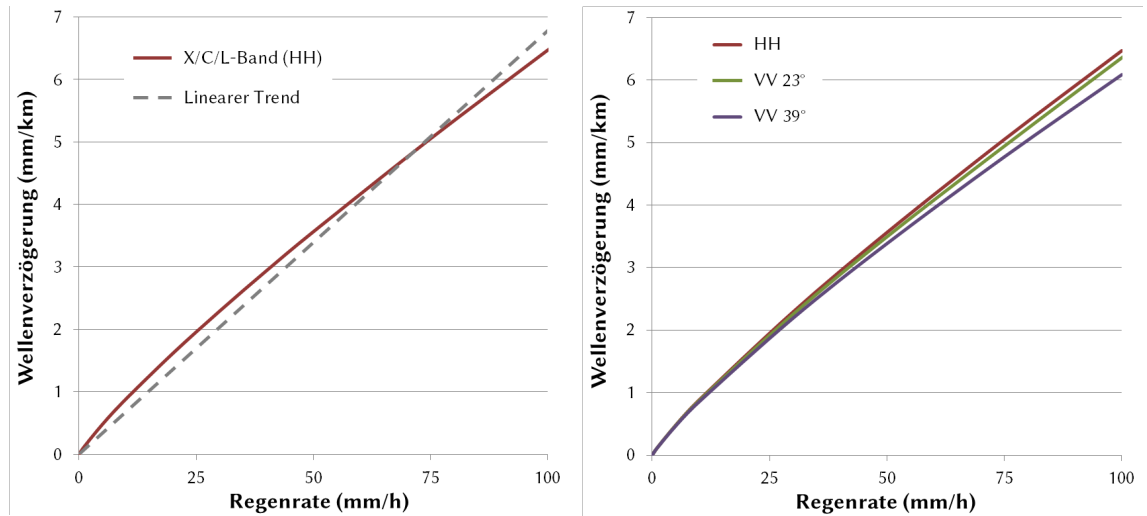


Formel 2.8 gilt für horizontal polarisierte Strahlung (HH). Für vertikal polarisierte Wellen (VV) ergibt sich nach LI (2005) ein abweichender funktionaler Zusammenhang für die vorwärts gerichtete Streuung  $f(D)$ :

$$f(D_R) = \frac{\pi^2 \cdot D_R^3}{6 \cdot \lambda^2} \cdot \frac{\varepsilon_r - 1}{1 + L_h \cdot (\varepsilon_r - 1)} \cdot \left( 1 + \sin^2(\theta_{inc}) \cdot \frac{(\varepsilon_r - 1) \cdot (L_h - L_v)}{1 + L_v \cdot (\varepsilon_r - 1)} \right) \quad (2.9)$$

Die nach Formel 2.8 berechnete Verschiebung  $\delta_h$  besitzt die Einheit Millimeter und ist bezogen auf eine durch Hydrometeore beeinflusste Wegstrecke von einem Kilometer Länge (resultierend in der Einheit [mm/km]). Abbildung 2.11 zeigt links die Verschiebung  $\delta_h$  in Abhängigkeit der Regenrate. Die drei durchgezogenen Linien in Abb. 2.11 rechts beziehen sich auf unterschiedliche polarisierte Wellen. Da die Verschiebung bei VV Polarisation eine Abhängigkeit vom Einfallswinkel  $\theta_{inc}$  der Wellenfront besitzt, wurden hier zwei Beispiele für unterschiedliche Einfallswinkel dargestellt. Innerhalb des in Abbildung 2.11 dargestellten Bereichs kann das Verhältnis zwischen Regenrate  $R$  in [mm/h] und der Wellenverschiebung  $\delta_h$  in [mm/km] näherungsweise als linear beschrieben werden (s. gestrichelte Linie in Abb. 2.11, bezogen auf HH Polarisation):

$$\delta_h = 0,067 \cdot R \quad (2.10)$$



**Abb. 2.11: Verschiebung einer Wellenfront in Millimeter pro Kilometer der durch Hydrometeore beeinflussten Wegstrecke in Abhängigkeit von der Regenrate. Linkes Diagramm für HH Polarisation, in Anlehnung an MOISSEEV & HANSSEN (2003), rechtes Diagramm für VV Polarisation bei zwei verschiedenen Einfallswinkeln im Vergleich zu HH Polarisation**

Die relative elektrische Leitfähigkeit von Wasser ist sowohl von der Wellenlänge als auch von der Temperatur abhängig (Abbildung 2.11 wurde für  $\lambda = 3,1$  cm und  $T = 273,15$  K erstellt). In den hier betrachteten Bereichen führt eine unterschiedliche Radarwellenlänge (X-, C- oder L-Band) nur zu maximal 0,022 mm/km Wellenverschiebung bei einer Regenrate von 100 mm/h aus und ist damit vernachlässigbar. Der Einfluss der Temperatur ist ebenfalls gering; beispielsweise bewirkt eine Temperaturän-

derung um 30 °C lediglich eine um 0,03 mm/km abweichende Wellenverschiebung bei einer Regenrate von 100 mm/h. Aus diesen Gründen wurden keine Diagramme für unterschiedliche Wellenlängen oder Temperaturen erstellt, Abbildung 2.11 gilt für jede der hier verwendeten Radarwellenlängen.

Nach MET OFFICE (2007) werden Regenraten von 0 bis 2 mm/h als leichter Regen, bis 10 mm/h als mäßiger Regen und bis 50 mm/h als starker Regen bezeichnet. Kurzzeitige Regenereignisse, meist als „Starkregen“, „Platzregen“ oder „Wolkenbruch“ bezeichnet, können jedoch auch weitaus stärkere Regenraten aufweisen (über 5 Liter pro Quadratmeter innerhalb von 5 Minuten, entsprechend über 60 mm/h). Diese Regenereignisse treten nur selten, beispielsweise im Zusammenhang mit einem Gewitter, auf und würden zu einer Verschiebung von lediglich wenigen Millimetern führen.

In den Untersuchungen von MOISSEEV & HANSSEN (2003) war die beobachtete Signalverzögerung in differentiellen Interferogrammen immer größer als die theoretisch berechnete Signalverzögerung anhand der Regenrate. Allerdings wurde hierbei auch nicht der Einfluss der Wolke mit einbezogen, aus der der Niederschlag fiel. In der Realität werden sich beide Einflüsse überlagern und möglicherweise (je nach Blickwinkel des Radarsensors, s. auch Kap. 2.4) addieren.

## 2.3 Einfluss der Ionosphäre auf elektromagnetische Strahlung

Bereits seit Anfang des 20. Jahrhunderts wird der Einfluss der Ionosphäre auf die Ausbreitung von Radiowellen untersucht. Ende 1901 ermöglichte die zweifache Reflexion an der Ionosphäre eine Funkübertragung zwischen Cornwall (Großbritannien) und Neufundland (Kanada). Hierbei spielt die Dichte  $\rho_e$  (Anzahl freier Elektronen pro  $\text{m}^3$ ) eine entscheidende Rolle, die nach MAÎTRE (2008) den in Formel 2.11 beschriebenen Einfluss auf die Frequenz der Plasmaoszillation  $f_p$  hat (vgl. Raman-Streuung). Bei Verwendung der numerischen Näherungslösung ergibt sich die Plasmafrequenz  $f_p$  in der Einheit [MHz].

$$f_p = \sqrt{\frac{\rho_e \cdot e^2}{\varepsilon_0 \cdot m_e}} \approx 8,9755 \cdot \sqrt{\rho_e} \quad (2.11)$$

Mithilfe von  $f_p$  in [MHz] lässt sich nach Formel 2.12 der frequenzabhängige Brechungsindex der Ionosphäre  $n_{iono}(f)$  für eine Frequenz  $f$  in [Hz] näherungsweise für verschiedene Elektronendichten  $\rho_e$  in  $[\text{m}^{-3}]$  ermitteln. Die exakte Formel beinhaltet noch weitere quadratische Terme 3. und 4. Ordnung, welche jedoch nach HEISE (2002) in erster Näherung vernachlässigt werden können.

$$n_{iono}(f) = 1 - \frac{f_p^2}{2 \cdot f^2} \approx 1 - \frac{40,28 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}}{f^2} \cdot \rho_e \quad (2.12)$$

Der Brechungsindex der Ionosphäre besitzt Werte kleiner als 1, was bedeutet, dass die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwelle größer als die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ist. Dabei handelt es sich jedoch um die Phasengeschwindigkeit der Welle, mit der keine Information oder Energie übertragen wird. Demgegenüber breitet sich die Information des aufmodulierten Signals der Welle (der Sendeimpuls) mit einer Gruppengeschwindigkeit kleiner  $c$  aus. Der diesbezügliche Gruppenbrechungsindex  $n_{iono,gr}$  berechnet sich nach Formel 2.13:

$$n_{iono,gr} = |n_{iono} - 1| + 1 \quad (2.13)$$

Abbildung 2.12 zeigt die Änderung von  $N_{iono}(f)$  nach Formel 2.12 und 2.3 für verschiedene Radarfrequenzen  $f$ . Zu sehen ist, dass nur bei sehr hohen Elektronendichten ( $\rho_e = 5 \cdot 10^{12} \text{ m}^{-3}$ ) auch die Brechzahl im Bereich des C-Bands noch geringfügig beeinflusst wird ( $N_{iono} = -7,1$  für ENVISAT mit 5,33 GHz). Im Bereich des X-Bands (z. B. TerraSAR-X mit 9,65 GHz) ergibt sich bei gleicher Elektronendichte lediglich  $N_{iono} = -2,2$ . Demgegenüber weist Radarstrahlung im L-Band (z. B. ALOS PALSAR mit 1,27 GHz) eine weitaus stärkere Beeinflussung durch Refraktion auf. Hier beträgt die Brechzahl für  $\rho_e = 5 \cdot 10^{12} \text{ m}^{-3}$  bereits  $N_{iono} = -124,9$ .

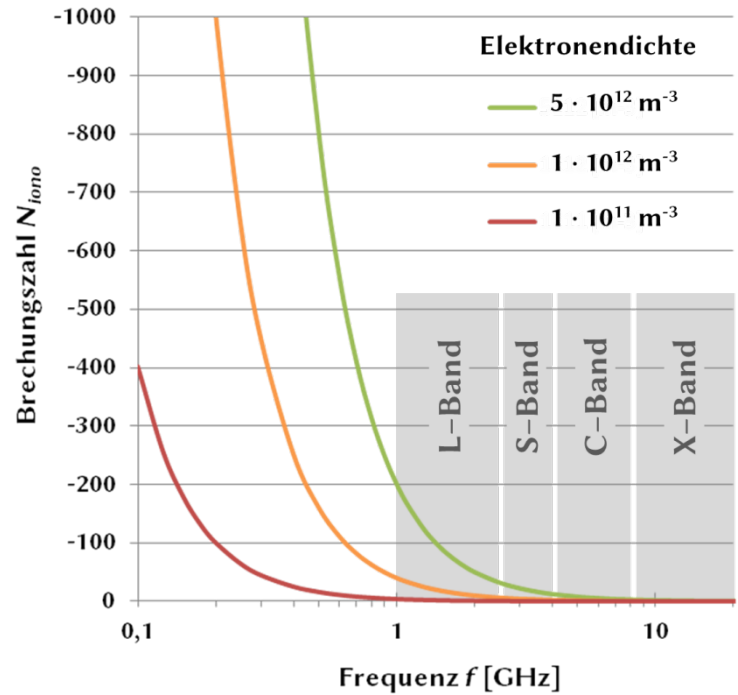


Abb. 2.12: Einfluss der Radarfrequenz auf die Brechzahl der Ionosphäre in Abhängigkeit der Elektronendichte

Die Ausprägung der Ionosphäre wird meistens nicht mit der Elektronendichte beschrieben, welche lokal mit der Höhe stark variabel ist (s. Abb. 2.4). Stattdessen wird der gesamte Elektroneninhalt entlang eines Weges integriert (engl. Total Electron Content, kurz TEC); das Ergebnis aus dem Produkt von Ausbreitungsweg  $s$  und Elektronendichte  $\rho_e$  wird im Folgenden mit  $\rho_{TEC}$  bezeichnet und besitzt die Einheit  $[\text{m}^{-2}]$ . Aufgrund des hohen Wertebereichs von  $\rho_{TEC}$  wird üblicherweise die Einheit [TECU] (TEC Unit) verwendet, wobei  $1 \text{ TECU} = 10^{16}$  Elektronen pro  $\text{m}^2$ .

Der Zusammenhang zwischen der ionosphärisch bedingten Wegverkürzung  $\delta_{iono}$  und  $\rho_{TEC}$  berechnet sich nach HEISE (2002) nach Formel 2.14 für Radarfrequenzen  $f$  in der Einheit [Hz]:

$$\delta_{iono}(f) = \pm \frac{40,28 \text{ m}^3 \text{s}^{-2}}{f^2} \cdot \int \rho_e ds = \pm \frac{40,28 \text{ m}^3 \text{s}^{-2}}{f^2} \cdot \rho_{TEC} \quad (2.14)$$

Das Vorzeichen hängt davon ab, ob die Erhöhung der Phasengeschwindigkeit (+) oder die Verzögerung des Sendeimpulses (–) betrachtet wird. Damit ergeben sich bei einer Änderung der Ionosphäre in Höhe von 1 TECU ein Wegfehler von 0,43 cm im X-Band (9,65 GHz), 1,42 cm im C-Band (5,331 GHz) und 24,97 cm im L-Band (1,27 GHz).

Der normale räumliche TEC Gradient im Tagesgang der Ionosphäre ist für den Bereich einer SAR Szene in der Regel gering, und führt lediglich zu Trends in den Daten, siehe hierzu auch einen Vergleich zwischen Ionosphären- und SAR Daten in Kapitel 5.1.2. Die in Kapitel 2.1.2 beschriebenen Anomalien der Ionosphäre (MSTID) können jedoch kleinräumig auftreten und nach SAITO et al. (1998) eine Änderung von bis zu 1 TECU auf eine Entfernung von 100 km bewirken. Diese Anomalien können folglich einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf SAR Daten haben, wobei hiervon vor allem das L-Band betroffen ist.

## 2.4 Zusammenfassung und weiterführende Betrachtungen

Der Einfluss von Refraktionsunterschieden in der Troposphäre auf die Radarwellenausbreitung ist unabhängig von der verwendeten Wellenlänge und somit unabhängig vom verwendeten Sensor. Der Einfluss von Hydrometeoren ist zwar wellenlängenabhängig, die Auswirkungen auf Radarwellenlängen im Zentimeterbereich lassen sich aber vernachlässigen. Nicht sensorunabhängig ist jedoch der Einfallswinkel der elektromagnetischen Strahlung. Auf die Auswirkungen unterschiedlicher Einfallswinkel wurde in Kapitel 2.2.2 eingegangen. Die von einer Wolke hervorgerufenen Refraktionsunterschiede führen in der Regel zu einer Pfadverlängerung im Vergleich zu einer homogenen Atmosphäre ohne Wolke.

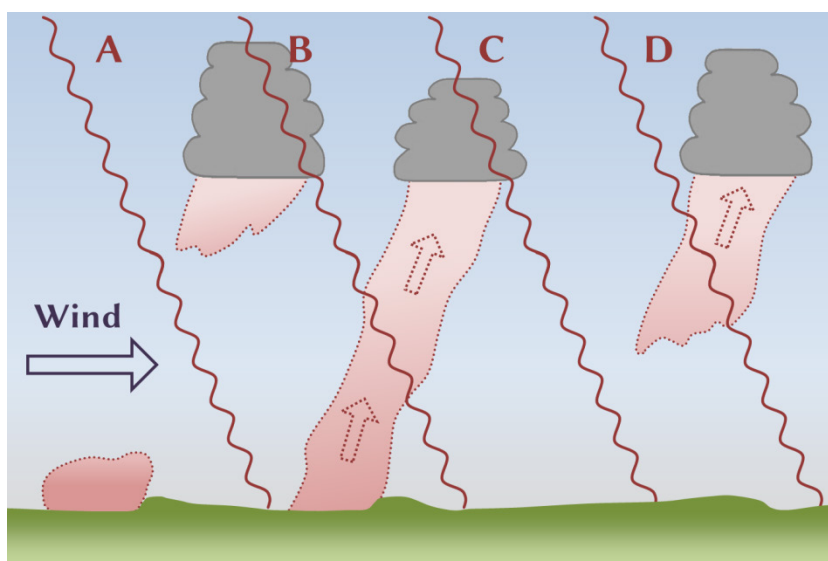
Im Gegensatz zur Troposphäre ist der Einfluss der Ionosphäre auf die Radarwellenausbreitung wellenlängenabhängig und somit abhängig vom verwendeten Sensor. Der Einfluss der Ionosphäre ist jedoch vernachlässigbar im X-Band (TerraSAR-X) und in guter Näherung auch im C-Band (ENVISAT ASAR), nicht aber im L-Band (ALOS PALSAR). Sollten also kleinräumige Inhomogenitäten in der Ionosphäre (wie beispielsweise MSTID) vorhanden sein, so werden sich diese vermutlich nur bei ALOS PALSAR zeigen.

Weitere Unterschiede zwischen den Sensoren müssten durch die verschiedenen Tageszeiten der Aufnahmen verursacht werden. Alle Aufnahmen eines Datenstapels

werden zur gleichen Uhrzeit aufgezeichnet, jedoch zwischen den Aufnahmezeiten verschiedener Datenstapel gibt es deutliche Unterschiede. Daher müssten diese auch die einem Tageswechsel unterliegenden Wetterbedingungen aufweisen, was den beabsichtigten Vergleich zwischen den Datenstapeln erschweren könnte. Zusätzlich müssten die Aufnahmen je nach Jahreszeit eine unterschiedliche atmosphärische Ausprägung besitzen. Diese Beobachtungen wurden bereits von HANSSEN et al. (1998) gemacht, worin darauf geschlossen wird, dass Winterszenen in der Regel deutlich weniger Schwankungen unterliegen als Sommerszenen, die aufgrund größerer Temperaturdifferenzen mehr Konvektion aufweisen, ebenso wie Interferogramme zu Nachtzeiten aus diesem Grund bevorzugt werden sollten. Auf diese Annahmen wird in Kapitel 5 nochmals näher eingegangen.

Das in Kapitel 2.2.2 berechnete exemplarische Wolkenmodell ist eine sehr vereinfachte Darstellung der Natur. Alle Parameter ( $p$ ,  $p_w$  und  $T$ ) sind abhängig von der Höhe in der Atmosphäre, womit sich auch innerhalb einer Wolke Unterschiede in der Refraktion ergeben. Nicht berücksichtigt wurde zudem, dass sich unterhalb einer Wolke in der Regel ein Thermikschlauch mit Luft von erhöhter Temperatur befindet. Innerhalb der Thermik steigt die feucht-warme Luft auf, aus der sich die Wolke bildet. Dieser Thermikschlauch ist zudem oftmals durch Windeinfluss geneigt (siehe Abb. 2.13).

Innerhalb eines Thermikschlauchs liegt ein gegenüber der Wolke und der Umgebungsluft verringerter Brechungsindex vor. Somit kann es je nach Blickrichtung und -winkel des Sensors, sowie je nach vorherrschender Windrichtung und -stärke auch zu einer komplexen räumlichen Überlagerung der Auswirkungen von Wolken und Thermikschläuchen kommen. In Abbildung 2.13 wurde dies beispielhaft für vier Strahlen A – D verbildlicht, welche entweder unbeeinflusst die Erdoberfläche erreichen (Strahl A), oder eine Beeinflussung durch eine Wolke (Strahlen B und C) und/oder einen Thermikschlauch (B und D) erfahren.



**Abb. 2.13: Radarwellenausbreitung durch Thermikschläuche und Wolken**

Ebenfalls nicht berücksichtigt wurde die Tatsache, dass sich innerhalb einer Wolke in der Regel Hydrometeore befinden, die nach Kapitel 2.2.3 zu einer zusätzlichen Beeinflussung der Radarwellenausbreitung führen können. Bei entsprechend starker Thermik (Gewitter) können Hydrometeore innerhalb der Wolke schwebend anwachsen, ohne dass es zwingend dabei zu Regen kommen muss.

# 3 Die differentielle Radarinterferometrie zur Erfassung von Bodenbewegungen

*Major e longinquo reverentia.*

*(Aus der Ferne besehen ist alles schön.)*

– PUBLIUS CORNELIUS TACITUS, Annales I (47)

## 3.1 Satellitengestützte Radarfernerkundung mit synthetischer Apertur

In diesem Kapitel wird bewusst nur auf die für diese Arbeit wichtigen Aspekte der Radarfernerkundung eingegangen. Für eine detailliertere Beschreibung der Prozessierung von SAR Daten und der bei SAR auftretenden Abbildungseffekte siehe KLAUSING & HOLPP (2000), MOREIRA (2000), HANSEN (2001) und MASSONNET & SOUYRIS (2008).

Die in dieser Arbeit untersuchten Daten stammen von aktiven Fernerkundungssensoren an Bord von Erdbeobachtungssatelliten. Im Gegensatz zu passiven Systemen, welche die von der Erdoberfläche ausgehende (reflektierte oder emittierte) Strahlung aufzeichnen, erzeugen aktive Sensoren die Strahlung zur Beleuchtung der Erdoberfläche selbst und empfangen deren reflektierten Anteile wieder. Hierbei wird der Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums verwendet, der einen Wellenlängenbereich von einem Millimeter bis 30 Zentimeter umfasst (entsprechend Frequenzen von 300 bis 1 GHz). Der allgemein gebräuchliche Begriff Radar (für engl. Radio Detection and Ranging) ist weiter gefasst und beinhaltet zusätzlich auch Funk- bzw. Radiowellen

mit längeren Wellenlängen. Ungeachtet dessen werden die in der aktiven Satellitenfernerkundung gebräuchlichen Mikrowellenbereiche als Radarbänder bezeichnet, die mit Buchstaben benannt sind (vgl. Tab. 3.1). Die Träger der Radarsensoren werden auch Radarsatelliten genannt. Die verwendeten Satelliten wurden in Kapitel 1.3.1 vorgestellt.

**Tab. 3.1: Wellenlängen- und Frequenzbereiche von in der Fernerkundung gebräuchlichen Radarbändern nach ITU (2000)**

Radar-band	Wellenlänge	Frequenz	Fernerkundungssatelliten (Beispiele)
X	2,5 – 3,75 cm	8 – 12 GHz	TerraSAR-X, COSMO-SkyMed
C	3,75 – 7,5 cm	4 – 8 GHz	ENVISAT, ERS-1/-2, Radarsat-1/-2, Sentinel-1 <sup>*)</sup>
S	7,5 – 15 cm	2 – 4 GHz	NovaSAR-S <sup>*)</sup>
L	15 – 30 cm	1 – 2 GHz	Seasat, JERS-1, ALOS, ALOS-2 <sup>*)</sup>

<sup>\*)</sup> geplant

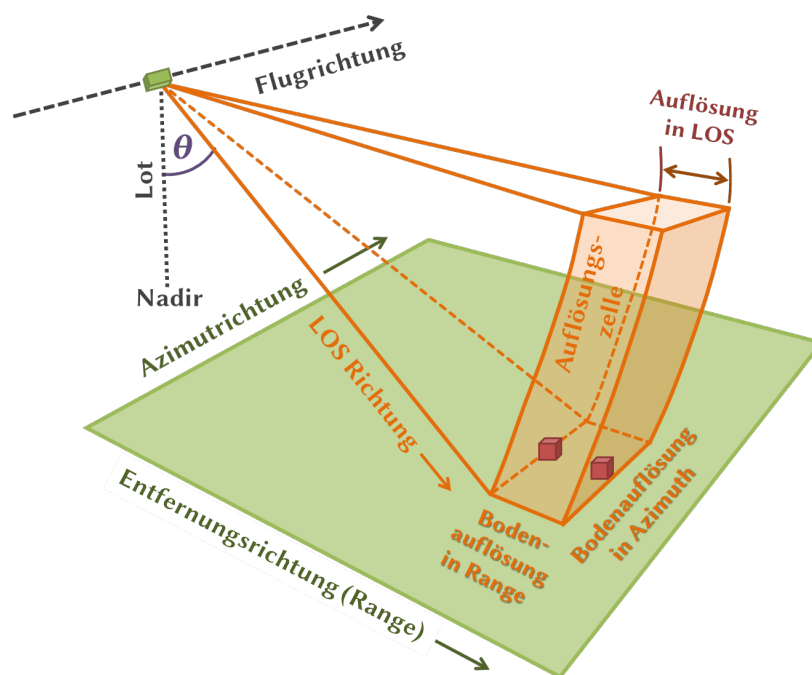
Radarsatelliten haben gegenüber optischen Fernerkundungssensoren den Vorteil, dass sie unabhängig von der Tageszeit und vergleichsweise unbeeinflusst durch die Erdatmosphäre (Bewölkung, Niederschlag) Bilder der Erdoberfläche liefern können. Diese Aufnahmen basieren auf der Intensität der zurückgestreuten Radarstrahlung, welche im Gegensatz zu optischen Sensoren vor allem von der Oberfläche (Form, Orientierung, Rauheit) und von deren Materialeigenschaften abhängt (z.B. Dichte, dielektrische Konstante, Wassergehalt). Beispiele für Radarintensitätsbilder sind in Abbildung 1.2 gegeben.

Neben der Rückstreuintensität lässt sich auch die Information der Phasenlage der zurückgestreuten Radarwelle im Vergleich zur ausgesendeten Welle nutzen. Diese Phasenwerte sind die Grundlage der radarinterferometrischen Auswertung (s. nächstes Kapitel 3.2). Aufgrund der Flughöhe der Radarsatelliten im Bereich zwischen 500 und 800 Kilometern (s. Tab. 1.1) wird die Radarstrahlung auf ihrem Weg durch die Erdatmosphäre sowohl durch die Ionosphäre als auch durch die Troposphäre beeinflusst. Dabei erfahren die Phasenwerte eine gravierendere Beeinflussung als die Rückstreuintensitäten, da die in Kapitel 2 beschriebenen Faktoren zur Änderung der Refraktion in der Atmosphäre eine Verschiebung der Phasenlage verursachen können.

Radarsensoren besitzen zudem eine völlig andere Aufnahmegeometrie als optische Sensoren (vgl. im Folgenden auch Abb. 3.1). Die Radarstrahlung wird mit Antennen erzeugt, welche eine relativ große Öffnungsweite (Apertur) besitzen. Diese bewirkt eine geringe Winkelauflösung, welche in Verbindung mit der großen Entfernung des Satelliten zur Erdoberfläche zu einer schlechten räumlichen Auflösung führt (beispielsweise ca. 4.500 Meter bei ENVISAT). Einer Erhöhung der Auflösung durch Vergrößerung der Antenne sind bei einem Satelliten Grenzen gesetzt.



Im Gegensatz zu dieser geringen Auflösung in Richtung der Flugbahn des Satelliten (Azimutrichtung, engl. Azimuth) ist die Auflösung in Blickrichtung des Sensors (engl. Line of Sight, LOS, auch Slant Range) sehr gut. Diese Auflösung in LOS Entfernungsrichtung hängt von der effektiven Sendeimpulsdauer eines Radarechos ab. Die beiden würfelförmigen Objekte in Abbildung 3.1 können nicht unterschieden werden, da ihr Abstand in Entfernungsrichtung kleiner ist als die Entfernung, welche die Radarwelle in der halben Sendeimpulsdauer zurücklegt. Unabhängig davon ist die Pixelgröße in LOS eine Funktion der Abtastfrequenz, mit der die reflektierten Radarpulse erfasst werden.



**Abb. 3.1: Auflösungs-  
zelle und Aufnahme-  
geometrie bei abbil-  
denden SAR Sensoren  
(verändert nach  
GRAHAM, 1974)**

Zwecks Verbesserung der Auflösung in Azimut nutzen aktuelle Radarsatelliten, deren Daten in dieser Arbeit verwendet werden, eine sogenannte synthetische Apertur (engl. Synthetic Aperture Radar, SAR). Hierbei werden viele tausend Sendeimpulse verwendet, die der Sensor während seines Überflugs von einem Objekt aufnimmt. Von diesen Sendeimpulsen wurden in Abbildung 3.2 die von vier Zeitpunkten  $t_1$  bis  $t_4$  exemplarisch dargestellt. Aufgrund der Breite der Beleuchtungsfläche in Azimutrichtung beinhalten alle zurückgestreuten Echos sämtlicher Sendeimpulse zwischen  $t_1$  und  $t_4$  Informationen über das in der Mitte liegende Objekt. Die so hergestellte synthetische Verlängerung der Antennenapertur führt zu einer stark erhöhten Azimutauflösung, welche unabhängig von der Entfernung zwischen Sensor und Objekt ist. Die Pixelgröße in Azimutrichtung ist eine Funktion der Wiederholfrequenz der Sendeimpulse.

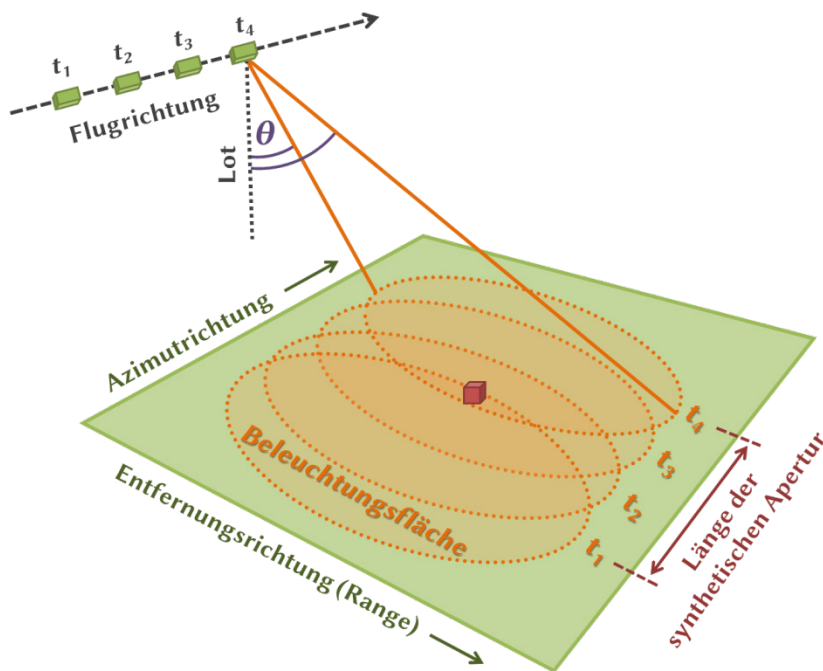


Abb. 3.2: Prinzip der Erzeugung einer synthetischen Apertur (in Anlehnung an SÖRGEL, 2003)

Die Rohdaten von SAR Sensoren beinhalten somit eine komplexe Überlagerung sämtlicher von der Erdoberfläche zurückgestreuten Impulsechos. Um hieraus ein Bild zu rekonstruieren, müssen die zu einer Bildkoordinate gehörenden Informationen aus allen empfangenen Sendeimpulsen gewonnen werden. Da ein Objekt auf der Erdoberfläche beim Überflug des Sensors eine ständige Entfernungs- und Geschwindigkeitsänderung relativ zum Sensor erfährt, ist die Bilderzeugung anhand von Distanz- und Dopplermessungen möglich. Hierbei werden Objekte in gleicher Entfernung, sowie mit identischer Relativgeschwindigkeit zum Sensor (Dopplerfrequenz) einem Bildpunkt zugeordnet. In Abbildung 3.3 sind für einen einzelnen Sendeimpuls Linien gleicher Entfernung und Linien gleicher Dopplerfrequenz eingezeichnet.

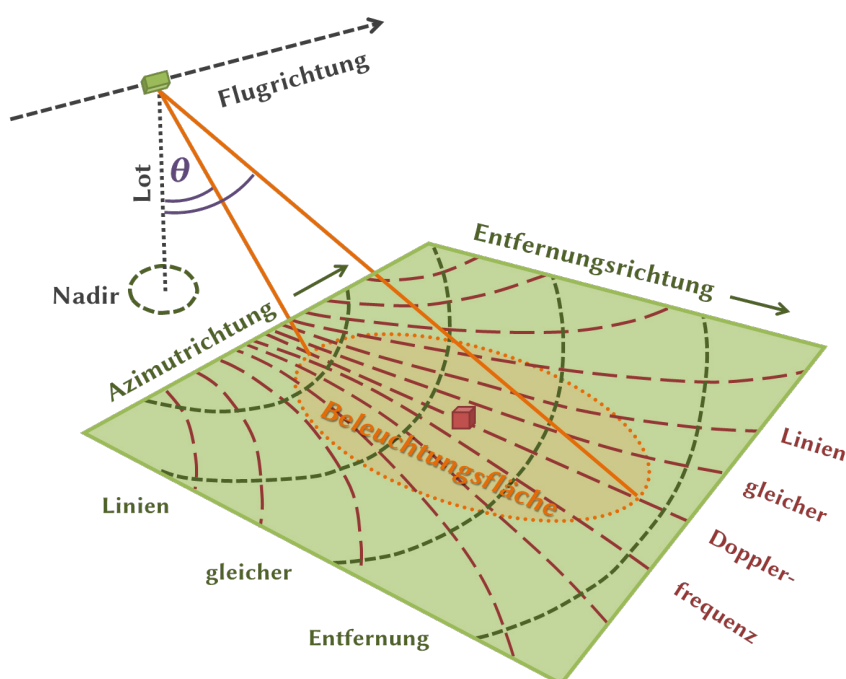
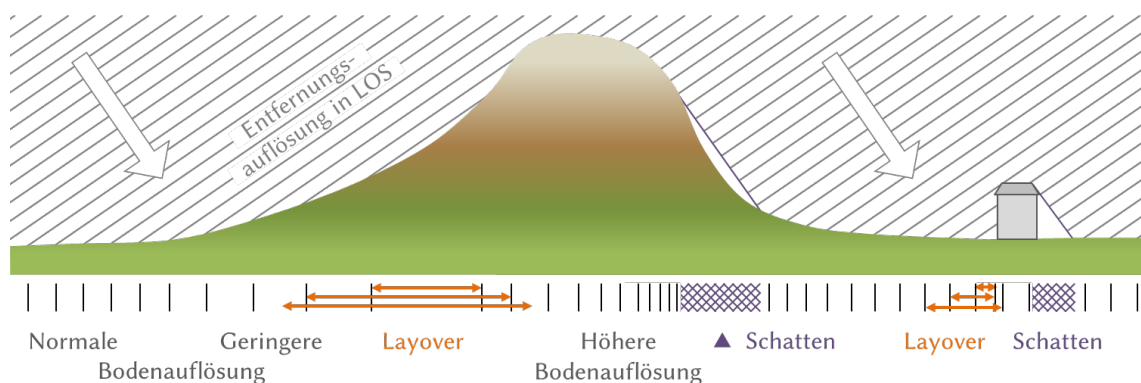


Abb. 3.3: Distanz-Doppler-Geometrie bei abbildenden SAR Sensoren (verändert nach ELACHI et al., 1982)

Im Nadirbereich unterhalb des Sensors besitzen alle Bildpunkte nahezu die gleiche Entfernung, weswegen in diesem Bereich die Auflösung gegen unendlich strebt. Daher werden SAR Sensoren als schräg blickende Systeme konzipiert, da mit einem zunehmenden Einfallswinkel der Strahlung an der Erdoberfläche (vom Lot aus betrachtet) die Bodenauflösung in Entfernungsrichtung besser wird (übliche Einfallswinkel bei aktuellen SAR Satellitensensoren liegen zwischen ca.  $15^\circ$  und  $55^\circ$ ).

In dem so erzeugten Rasterbild besitzt jeder Bildpunkt (Pixel) eine eindeutige Position in dem sogenannten Range-Doppler-Koordinatensystem. Diese Abbildungsgeometrie wird oft auch mit „Single Look Complex“ (SLC) bezeichnet, da die mit komplexen Zahlen gespeicherten Messwerte eines jeden Pixels (entsprechend ihrer Intensität und Phase) noch in ihrer Originalauflösung vorliegen („Single Look“, das heißt ohne räumliche Mittelung durch sogenanntes „Multilooking“).

Die SLC Abbildungsgeometrie in den originären Range-Doppler-Koordinaten ist nicht mit einer Kartendarstellung in einem geographischen Koordinatensystem mit regelmäßiger Rasterweite vergleichbar. Bei einer Transformation in ein solches System müssen verschiedene Abbildungseffekte in den SLC Daten berücksichtigt werden, welche Auswirkungen auf die Bodenauflösung der Daten haben. Im Gegensatz zur LOS Auflösung in Blickrichtung (engl. Slant Range Resolution) ist die Bodenauflösung (engl. Ground Range Resolution) nicht nur vom Einfallswinkel der Radarstrahlung (vgl. Abb. 3.1), sondern auch von der lokalen Neigung der Geländeoberfläche abhängig. Je nach lokaler Neigung und Exposition der Geländeoberfläche kommt es damit zu verschiedenen geometrisch bedingten Abbildungseffekten, die zu Verzerrungen oder Informationslücken führen können (s. Abb. 3.4).



**Abb. 3.4: Geometrische Abbildungseffekte bei schräg blickenden SAR Sensoren in Abhängigkeit der Geländeneigung (unter der vereinfachten Annahme einer ebenen Welle)**

In den zum Sensor hin geneigten Bereichen treten Verkürzungseffekte (engl. Foreshortening) durch die verringerte Bodenauflösung auf. In den vom Sensor weg geneigten Bereichen kommt es zu Verlängerungseffekten, bedingt durch die hier verbesserte Bodenauflösung. Diese Abbildungseffekte werden bei der Transformation der SLC Bild-daten in ein geographisches Koordinatensystem weitestgehend berücksichtigt, wobei

ein digitales Höhenmodell (DHM) verwendet wird. Nicht korrigiert werden können Schattenbereiche in den Bilddaten (engl. Shadow), welche entstehen, wenn die Geländeneigung größer als der Einfallswinkel ist. Ein weiterer Abbildungseffekt entsteht in stark zum Sensor hin geneigten Bereichen, wo es neben dem zunehmenden Auflösungsverlust dazu kommen kann, dass in identischer Entfernung liegende Objekte zeitgleich erfasst und überlagert abgebildet werden (engl. Layover). Dieser Effekt ist auch an Gebäuden fast immer vorhanden, da dort die vor dem Gebäude liegenden Objekte zusammen mit der Fassade oder dem Dach des Gebäudes abgebildet werden. Layover lässt sich ebenfalls nicht im Zuge einer Transformation korrigieren und führt vor allem in bebauten Gebieten zu Phasenfehlern in differentiellen Interferogrammen.

Trifft die Radarwelle im Bereich einer Auflösungszelle auf die Erdoberfläche, so tragen sämtliche Objekte innerhalb der Zelle in unterschiedlichem Maße zu dem zurückgestreuten Signal bei. Der komplexwertige Messwert ergibt sich durch die Summation aller Intensitäten und Phasenlagen der räumlich zufällig verteilten Einzelstreuer der Auflösungszelle. Dabei kann zwischen Flächenstreuung (an Oberflächen), Volumenstreuung (v. a. innerhalb von Vegetation) und Punktstreuung unterschieden werden. Punktstreuung findet statt, wenn innerhalb einer Auflösungszelle mindestens ein dominanter Rückstreuer vorhanden ist, welcher die Signale aller anderen Objekte überwiegt. Diese Punktstreuer treten insbesondere in anthropogen beeinflussten Bereichen auf, wo durch Einfach- oder Mehrfachreflexionen der Radarwelle an senkrecht zueinanderstehenden Flächen (z. B. Häuser, Brücken, Mauern) oder Metallgegenständen (z. B. Strommasten, Eisenbahnschienen) ein großer Anteil der Radarstrahlung zum Sensor reflektiert wird. Diese Objekte besitzen zumeist ein langzeitstabiles Phasenverhalten über mehrere Jahre.

### **3.2 Phasenbestandteile der differentiellen Radarinterferometrie**

Im Folgenden wird die interferometrische Nutzung der Phaseninformation in SAR Daten behandelt (kurz InSAR). Die zu einem Zeitpunkt gemessene Phase besitzt keinerlei räumlichen Zusammenhang und ist somit für sich alleine betrachtet nicht auswertbar. Erst bei Vorhandensein einer zweiten SAR Szene, aufgenommen aus einer ähnlichen Aufnahme-position, ergibt die pixelweise Differenz der Phasenwerte in einem Interferogramm zwischen den beiden SAR Szenen eine flächenhafte Information. Um jedoch die interferometrische Phaseninformation für eine Messung von Höhenänderungen nutzen zu können, müssen zunächst verschiedene Phasenbestandteile berücksichtigt werden. Das Ziel ist die möglichst vollständige Entfernung aller unerwünschten Phasenanteile, bis das gewünschte Nutzsignal übrig bleibt. Dieses kann je nach beabsichtigtem Zweck sowohl das durch Bodenbewegungen resultierende Deformationssignal sein, als auch das durch Atmosphäre verursachte Signal, welches in dieser Arbeit detektiert und untersucht wird.

*Der topographische Phasenbestandteil in differentiellen Interferogrammen*

Die interferometrische Phasendifferenz wurde erstmals von GRAHAM (1974) zur topographischen Kartierung mit einem flugzeuggetragenen analogen SAR System verwendet, bei der sich eine gute Übereinstimmung zwischen Interferogramm und topographischen Geländehöhen zeigte. Mit dieser Aufnahmekonfiguration zweier dicht beieinanderliegender, aber räumlich getrennter Radarantennen kann bei einem einzigen Überflug ein Interferogramm erzeugt werden (auch als Single Pass Interferometrie bezeichnet). Für weitergehende, die Erzeugung von digitalen Höhenmodellen aus SAR Daten betreffende Informationen siehe ROSEN et al. (2000) und SCHWÄBISCH (1995).

Bei der Nutzung der Radarinterferometrie zur Messung von Bodenbewegungen der Geländeoberfläche wird dagegen die sogenannte Repeat Pass Interferometrie verwendet, bei der die zweite SAR Aufnahme zeitlich versetzt aus einer nahezu identischen Aufnahmeposition aufgenommen wird. Die Möglichkeit, Höhenänderungen mit satellitengestützten SAR Aufnahmen detektieren zu können, wurde erstmals von GABRIEL et al. (1989) mit L-Band Daten des 1978 gestarteten Satelliten Seasat gezeigt. Hierbei ist der topographisch bedingte Phasenanteil unerwünscht, weswegen dieser bei GABRIEL et al. (1989) mithilfe einer weiteren Interferogrammkombination entfernt wurde. Die so entstandenen differentiellen Interferogramme (abgekürzt DInSAR) zeigen idealerweise die zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten stattgefundenen Verschiebung der Geländeoberfläche mit einer hohen Genauigkeit im Bereich von Bruchteilen der verwendeten Radarwellenlänge. Die Messung erfolgt nicht absolut, sondern mehrdeutig im Wertebereich einer Wellenlänge, angegeben zwischen  $-\pi \dots +\pi$ .

Der topographisch bedingte Phasenanteil kann aus den SAR Daten direkt ermittelt werden, was jedoch in Gebieten mit Höhenänderungen und bei Vorhandensein weiterer Fehlereinflüsse (wie z.B. Atmosphäre, s.weiter unten) problematisch sein kann. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit die sogenannte Two Pass Interferometrie eingesetzt, bei der lediglich zwei SAR Szenen benötigt werden und der topographische Phasenanteil anhand eines digitalen Höhenmodells berechnet wird. Diese Vorgehensweise wurde erstmals von MASSONNET et al. (1993) am Beispiel von ERS-1 Daten präsentiert. Hierbei spielt die senkrechte Basislinie (quer zur Flugrichtung) zwischen den beiden Satellitenpositionen eine entscheidende Rolle, da eine größere räumliche Basislinie die topographiebedingten Effekte verstärkt. Bei einer Basislinie von null Metern (identische Aufnahmepositionen zu den beiden Zeitpunkten des Interferogramms) wäre kein topographischer Phasenanteil vorhanden.

Fehler bei der Beseitigung des topographisch bedingten Phasenanteils entstehen bei der Two Pass Interferometrie, wenn ein nicht den Anforderungen entsprechendes digitales Höhenmodell verwendet wird, und werden daher auch als DHM Fehler oder Höhenfehler bezeichnet. Diese können durch verschiedenste Ursachen bedingt sein: Durch eine unzureichende geometrische Auflösung des DHM im Vergleich zu den

SAR Daten, durch zu große Veränderungen der Geländeoberfläche zwischen Beobachtungszeitraum und Aufnahmezeitpunkt des DHM, durch prozessierungsbedingte Fehler (z.B. bei der Transformation des DHM oder bei der Koregistrierung des DHM mit den SAR Daten), oder durch eine abweichende Art der Erfassung entstehen. Idealerweise besitzt das DHM eine ähnliche Auflösung wie die SAR Daten und wurde ähnlich wie diese (möglichst ebenfalls mit einem schräg blickenden SAR Sensor gleicher Wellenlänge) und zum gleichen Zeitpunkt erfasst. Dabei ist ein Oberflächenmodell (DOM) in der Regel besser geeignet, als ein Geländemodell (DGM).

Höhenfehler treten in differentiellen Interferogrammen meistens kleinräumig, beispielsweise an Gebäuden auf, seltener großflächig (z.B. bei in Schüttung befindlichen Halden oder fortschreitenden Tagebauen). Bei einzelnen differentiellen Interferogrammen lassen sich Höhenfehler nicht bestimmen, geschweige denn korrigieren, und führen zu lokalen Fehlern bei der Messung von Höhenänderungen. Für eine umfassende Darstellung der Thematik von Höhenfehlern in differentiellen Interferogrammen siehe WALTER (2011). Bei Verfahren, die auf einer Zeitreihe von SAR Szenen basieren, wie z.B. dem punkthaften Auswerteverfahren PSI (s. Kap. 3.3) können Höhenfehler geschätzt und korrigiert werden, da sie eine Korrelation mit der Basislinie aufweisen.

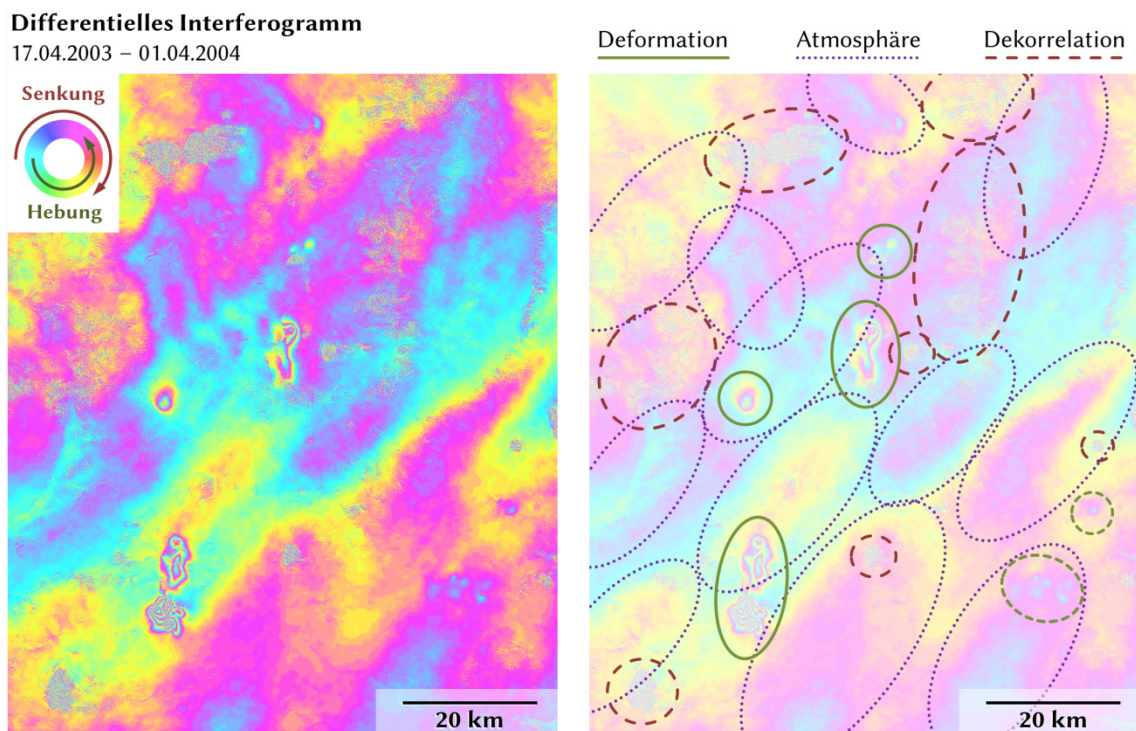
#### *Die Phase der flachen Erde in differentiellen Interferogrammen*

Die Topographie ist nicht der einzige Phasenbestandteil, welcher bei der Auswertung eines Interferogramms berücksichtigt werden muss. Die leicht unterschiedlichen Aufnahmepositionen des Satelliten führen aufgrund der in Kapitel 3.1 beschriebenen Schrägsicht zu einem regelmäßigen Phasentrend in Interferogrammen, selbst wenn die Erdoberfläche vollkommen eben wäre. Dieser Bestandteil wird auch „Phase der flachen Erde“ genannt (engl. Flat Earth Phase). Zur Korrektur dieses Phasenbestandteils (engl. Flattening) werden die Bahndaten des Satelliten (Ephemeriden) zu den Aufnahmezeitpunkten benötigt, um die von der Basislinie abhängigen Blickwinkelunterschiede zu ermitteln.

Fehler bei der Korrektur der Phase der flachen Erde entstehen durch unpräzise Bahndaten oder Orbitvektoren des Satelliten zu den Aufnahmezeitpunkten und führen zu einer fehlerhaften Berechnung der Basislinien- und Blickwinkelunterschiede eines Interferogramms. Sie werden daher auch als Orbitfehler oder Basislinienfehler bezeichnet. Die unvollständige Korrektur der Phasenrampe der flachen Erde äußert sich in einem differentiellen Interferogramm durch eine residuale Phasenrampe (vor allem in Entfernungsrichtung) und lässt sich relativ einfach durch eine Trendanalyse ermitteln und entfernen. Hierbei werden jedoch zumeist auch atmosphärische Trendeinflüsse entfernt (s. weiter unten). Ohne eine Korrektur treten bei der Messung von Höhenänderungen mit zunehmender Entfernung vom Referenzpunkt immer größere Fehler auf.



Das nach der Entfernung der Phase der flachen Erde sowie des topographisch bedingten Phasenbestandteils entstandene Resultat wird differentielles Interferogramm genannt. Dieses enthält, neben den möglicherweise vorhandenen Fehlern, weitere Phasenbestandteile, die nachfolgend erläutert werden. Abbildung 3.5 zeigt beispielhaft ein differentielles Interferogramm, in dem Gebiete mit Deformation, atmosphärischer Phasenverschiebungen, sowie Dekorrelation markiert wurden. Sämtliche Phasenbestandteile können räumlich überlagert auftreten. Eine eindeutige Trennung anhand eines einzelnen differentiellen Interferogramms ist in der Regel ohne weitere Kenntnisse, beispielsweise über die in dem Gebiet vorkommenden Höhenänderungen, nicht möglich.



**Abb. 3.5:** Beispiel für die Überlagerung von Phasenbestandteilen in einem differentiellen Interferogramm (ENVISAT ASAR im Bereich Argentinien, vgl. SCHÄFER & HABBen, 2009)

#### *Der deformationsbedingte Phasenanteil in differentiellen Interferogrammen*

Lokale Verformungen der Geländeoberfläche oder Verschiebungen von Objekten auf der Geländeoberfläche bewirken Laufzeitunterschiede der Radarwelle zwischen den zwei Aufnahmezeitpunkten. Meistens wird hier nur der vertikale Anteil der Bewegungskomponente betrachtet (Höhenänderung). Bei größeren Höhenänderungsbeträgen (bspw. im Steinkohlenbergbau) müssen zusätzlich jedoch auch die horizontalen Komponenten berücksichtigt werden. Anhand der in Blickrichtung des Satelliten (in LOS) gemessenen deformationsbedingten Phasenverschiebung eines differentiellen Interferogramms lässt sich der dreidimensionale Deformationsvektor nicht eindeutig bestimmen, nötig wären zeitgleiche Beobachtungen aus verschiedenen Aufnahmeposi-

tionen. Unter der Annahme eines lokalen Deformationsvektors kann jedoch die Deformation von LOS in die Richtung des Deformationsvektors umgerechnet werden.

Neben den meist großflächig auftretenden Geländedeformationen (bspw. durch Bergbaueinflüsse oder Grundwasserentzug) gibt es weitere Gründe für Phasenverschiebungen in differentiellen Interferogrammen, die jedoch physikalische bzw. natürliche Ursachen haben und sich auch leicht unterschiedlich äußern. Zum Beispiel zeigen gewisse Objekte auf der Erdoberfläche eine jahreszeitlich zyklische Deformation, die durch eine temperaturbedingte Ausdehnung von Objekten entstehen. Dieser bei MONSERRAT et al. (2011) beschriebene und als thermale Dilatation (engl. Thermal Dilation) bezeichnete Effekt zeigt sich v. a. an Brücken und Metaldächern. Auch im Bereich einer Flussaue kann sich eine zyklische Änderung der Phasenverschiebung über ein Jahr hinweg zeigen, falls der Grundwasserspiegel jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt. Zudem zeigen Ackerflächen oftmals ein räumlich eng begrenztes Eigenverhalten, wahrscheinlich infolge eines unterschiedlichen Quellverhaltens des Bodens (je nach Temperatur und Bodenfeuchte) oder durch eine unterschiedliche Eindringtiefe der Radarstrahlung, abhängig von Vegetationsbewuchs oder der Bodenfeuchte (vgl. BEHARI, 2005).

#### *Atmosphärische Phasenverschiebungen in differentiellen Interferogrammen*

Atmosphärische Phasenverschiebungen entstehen durch die in Kapitel 2 erläuterten Refraktionsunterschiede in der Atmosphäre (Troposphäre und Ionosphäre). Differentielle Interferogramme zeigen immer die Differenz zwischen den atmosphärischen Zuständen zu den beiden Aufnahmezeitpunkten. Von Belang ist daher nicht die absolute Beeinflussung durch die Atmosphäre, sondern lediglich die lokalen Unterschiede zwischen den SAR Aufnahmen.

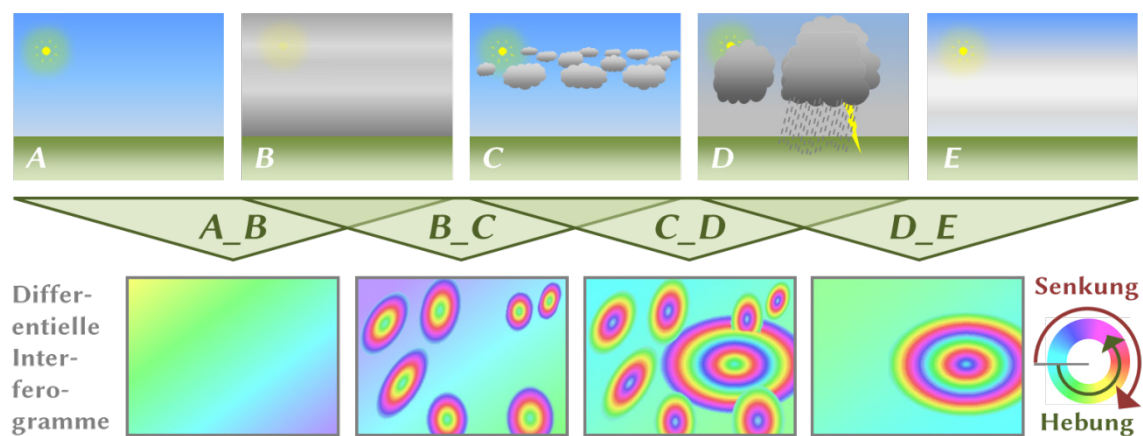
Nach HANSSEN (2001) können zwei übergeordnete Ursachen für atmosphärische Signale in Interferogrammen unterschieden werden: Turbulente Durchmischungsprozesse in der Troposphäre, die zu einer räumlichen Heterogenität der Refraktion führen, sowie die vertikale Schichtung der Atmosphäre, die zu atmosphärischen Phasenverschiebungen in bergigen Gebieten führt. Letztere kommt vor allem im Gebirge vor und korreliert mit der Topographie (bzw. einem DHM). Im Gebirge können sich jedoch auch beide Erscheinungsformen von Atmosphäre überlagern. Da die in dieser Arbeit untersuchten Gebiete lediglich eine geringe Orographie aufweisen, konnte topographisch bedingte Atmosphäre nicht eindeutig nachgewiesen werden. Für weitere Informationen zur topographisch bedingten Atmosphäre siehe JEHLE et al. (2008).

Im Folgenden werden nur die durch turbulente Durchmischungsprozesse (vereinfacht gesagt: durch das Wetter) bedingten Auswirkungen der Atmosphäre behandelt. Der atmosphärische Phasenbestandteil kann sich in differentiellen Interferogrammen



durch ebene Trends oder durch räumlich korrelierte Phasenwerte in der Größenordnung weniger hundert Meter bis zu mehreren zehner Kilometern äußern.

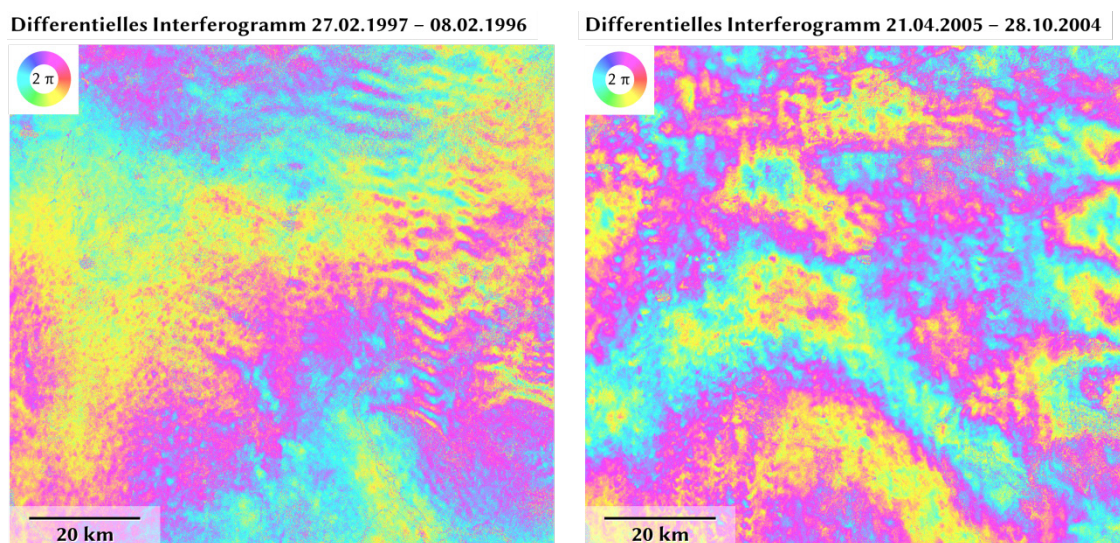
Abbildung 3.6 zeigt schematisch die Auswirkungen von verschiedenen Wetterlagen auf differentielle Interferogramme. Die Zeitpunkte *A* und *B* weisen zwar völlig unterschiedliche Wetterlagen auf, die jedoch bei der Differenzbildung für die Berechnung des Interferogramms  $A\_B = B - A$  keine lokalen Inhomogenitäten verursachen. Dieses weist lediglich einen ebenen Phasentrend auf, der beispielsweise durch einen Temperatur- oder Luftdruckgradienten verursacht sein könnte. Der gleiche Trend ist auch in Interferogramm  $B\_C$  enthalten, jedoch mit entgegengesetztem Vorzeichen, sichtbar durch den umgekehrten Farbverlauf. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die den Trend verursachende Wettersituation zu Zeitpunkt *B* vorherrschte.



**Abb. 3.6: Schematische Darstellung der Auswirkungen verschiedener Wetterlagen auf die Phasenverschiebungen in differentiellen Interferogrammen**

Zu Zeitpunkt *C* herrscht eine kleinräumige Atmosphäre vor, angedeutet durch die vereinzeltten Cumuluswolken. Diese bewirken im differentiellen Interferogramm  $B\_C$  kleinräumig Phasenverschiebungen, welche wie lokale Senkungsgebiete erscheinen (positive Phasenverschiebung). Da dieser Zeitpunkt auch für die Berechnung des zeitlich nachfolgenden Interferogramms  $C\_D$  verwendet werden muss, zeigt dieses die gleichen atmosphärischen Strukturen, jedoch auch mit umgekehrtem Vorzeichen. So erscheinen die Cumuluswolken im Interferogramm  $C\_D$  nun als kleinräumige Hebungsgebiete (negative Phasenverschiebung). Zusätzlich beinhaltet die atmosphärische Phasenverschiebung in Interferogramm  $C\_D$  die Atmosphäre zum Zeitpunkt *D*. Diese bewirkt positive Phasenwerte, welche sich mit der Atmosphäre aus Zeitpunkt *C* überlagern (diese Überlagerung ist in der schematischen Abb. 3.6 nicht ganz korrekt dargestellt). Sie wird verursacht durch die Gewitterwolke zum Zeitpunkt *D*. Diese Wolke führt im Interferogramm zu einem Farbverlauf von bis zu zwei Farbzyklen, was im Zentrum der Wolke einer Phasenverschiebung von  $4 \cdot \pi \text{ rad} \approx 12,6 \text{ rad}$  entspricht. Auch die durch diese Wolke bedingten Phasenverschiebungen sind im darauffolgenden Interferogramm  $D\_E$  wieder umgekehrt enthalten.

Zwei weitere Beispiele für atmosphärische Phasenverschiebungen in differentiellen Interferogrammen zeigt Abbildung 3.7. Diese wurden Argentinien beobachtet (siehe SCHÄFER & HABBEN, 2009), wo durch die ariden Klimabedingungen nur eine geringe zeitliche Dekorrelation durch Vegetation vorhanden ist (vgl. nachfolgenden Unterabschnitt zu Dekorrelation). Dadurch sind die atmosphärischen Phasenverschiebungen großflächig zu erkennen. Das linke Beispiel in Abbildung 3.7 zeigt die Überlagerung eines großräumigen unregelmäßigen Trends mit einer sehr kleinräumigen Bewölkung im rechten Bildbereich (vermutlich durch Altocumulusbewölkung). Im rechten Bildbereich ist ebenfalls die Überlagerung einer sehr kleinräumig inhomogenen Atmosphäre mit einer großräumigen Bewölkung zu beobachten (Letztere vermutlich durch Lenticularisbewölkung).



**Abb. 3.7: Beispiele für die Überlagerung von zwei Wetterzuständen in differentiellen Interferogrammen aus Argentinien (im Bereich östlich von Comodoro Rivadavia, links SAR Daten von ERS-2, rechts ENVISAT ASAR Daten)**

Aufgrund der Nähe dieser Arbeit zur Braunkohlegewinnung soll im Folgenden noch auf eine anthropogene Ursache für atmosphärische Phasenverschiebungen eingegangen werden. Es hat sich gezeigt, dass die Abgase von Braunkohlekraftwerken den Refraktionsindex der Atmosphäre kleinräumig verändern können. Durch den Windeinfluss entstehen so wechselnde Bereiche um das Kraftwerk herum, in denen atmosphärische Phasenverschiebungen auftreten. Wie in Kapitel 2.2.1 erläutert wurde, besitzt auch der  $\text{CO}_2$  Gehalt der Luft einen Einfluss auf den Refraktionsindex der Atmosphäre. Im Falle von Kraftwerksabgasen ist dies ein nicht zu vernachlässigender Faktor, da diese bis zu 15 %  $\text{CO}_2$  beinhalten können (IPCC, 2005) und einen erhöhten Wasserdampfgehalt aufweisen. Beides führt zu einer Erhöhung des Brechungsindex, resultierend in einer positiven Pfadverlängerung  $\delta_{\text{ges}}$ . Diese Pfadverlängerung konnte auch in differentiellen Interferogrammen beobachtet werden (s. Kapitel 5.1.3). Beispiele für Phasenverschiebungen durch Kraftwerksabgase sind in Abbildung 5.4, sowie in Anhang E dargestellt.

### *Dekorrelation in differentiellen Interferogrammen*

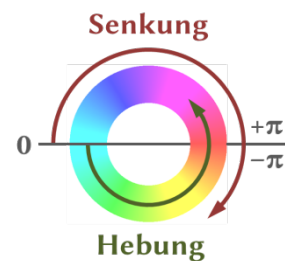
Neben der bisher beschriebenen Phasenverschiebung durch Deformationen kommen in differentiellen Interferogrammen noch weitere Phasenbestandteile vor, die eine Auswertung erschweren oder teilweise unmöglich machen. Diese werden hervorgerufen durch Dekorrelation in den Interferogrammen. Dekorrelation äußert sich in einem räumlichen Rauschen der Phasenwerte und kann durch verschiedene Ursachen bedingt sein. Die einzelnen Anteile lassen sich nicht messen, sondern bestenfalls abschätzen. In Interferogrammen ist nur die Gesamtkorrelation beobachtbar, die das Produkt der Einzelanteile (jeweils angegeben in einem Wertebereich von 0 bis 1) darstellt. Die Schätzung der Dekorrelation erfolgt anhand der Phasenwerte (und je nach Verfahren auch zusätzlich anhand der beiden Radarintensitätsbilder) innerhalb eines kleinen wandernden Bildbereichs (engl. Moving Window) und ist nicht pixelscharf möglich. Folgende Ursachen für Dekorrelation in differentiellen Interferogrammen können unterschieden werden:

- » Zeitliche Dekorrelation aufgrund von Änderungen der Rückstreuer innerhalb einer Auflösungszelle in Abhängigkeit der zeitlichen Basislinie (Zeitdifferenz zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten). Dieser Effekt ist jedoch von der Jahreszeit abhängig, so finden im Sommer vegetationsbedingt stärkere Änderungen der Geländeoberfläche statt als im Herbst und im Winter. Eine zeitweise Bedeckung mit Schnee kann ebenfalls als zeitliche Dekorrelation betrachtet werden.
- » Volumendekorrelation durch Volumenstreuung, in Abhängigkeit von Eindringtiefe und Streuung der Radarstrahlung in einem Medium (z. B. in einem Wald, oder in Schnee)
- » Geometrische Dekorrelation durch eine stark abweichende Aufnahmegeometrie (v. a. durch Blickwinkelunterschiede, bedingt durch eine große räumliche Basislinie)
- » Dopplerfrequenz-Dekorrelation durch leicht unterschiedliches seitliches „Schielen“ des Sensors gegenüber der Azimutrichtung (engl. Squint)
- » Prozessierungsbedingte Dekorrelation durch Fehler bei der Prozessierung der SAR Daten (v. a. bei der Fokussierung der SAR Rohdaten, bei der Kompensation der „Range Migration“ sowie bei der Koregistrierung einer Slaveszene auf eine Masterszene)
- » Thermisches Systemrauschen, welches möglicherweise durch die elektronischen Komponenten des Sensors sowie der Antenne hervorgerufen wird

### 3.3 Verwendete Verfahren zur differentiell-interferometrischen Erfassung von Bodenbewegungen

Unter der Annahme, dass sich die Phasenanteile einwandfrei korrigieren lassen und keine weiteren unerwünschten Phasenanteile in dem Interferogramm vorhanden sind, zeigt ein einzelnes differentielles Interferogramm die Verschiebung der Erdoberfläche zwischen den zwei Aufnahmezeitpunkten des Interferogramms. Dabei wird ein Zeitpunkt  $M$  als Masterszene, und ein weiterer Zeitpunkt  $S$  als Slaveszene des Interferogramms verwendet. Die Berechnung des Interferogramms  $M_S$  erfolgt nach der Formel  $M_S = S - M$ , wobei in dieser Arbeit der Zeitpunkt  $S$  immer nach dem Zeitpunkt  $M$  folgt. Eine Verschiebung der Erdoberfläche in Richtung des Sensors zwischen den Zeitpunkten  $M$  und  $S$ , beispielsweise durch eine Hebung, führt zu einer Laufzeitverkürzung zum Zeitpunkt  $S$  (im Vergleich zum Zeitpunkt  $M$ ) und würde sich somit in negativen Phasenwerten äußern, eine Senkung entsprechend in positiven.

Der Phasenwert eines einzelnen Pixels beinhaltet zwar diese Information, lässt sich aber alleinstehend nicht nutzen, da dieser sich zwischen Zeitpunkt  $M$  und  $S$  um ein Vielfaches von  $2 \cdot \pi$  verändert haben kann. Daher muss zusätzlich die räumliche Beziehung zwischen benachbarten Pixeln betrachtet werden, möglichst ausgehend von einem bewegungsfreien Referenzpixel (bzw. Referenzpunkt). Dies erfolgt klassischerweise über die farbige Darstellung eines differentiellen Interferogramms und das Abzählen von Phasenzyklen (engl. Fringes) vom Referenzpunkt ausgehend bis zum gewünschten Pixel. Dieser Prozess der Lösung von Phasenmehrdeutigkeiten durch Phasenabwicklung (engl. Phase Unwrapping) erfolgt idealerweise rechnergestützt (vgl. z.B. bei COSTANTINI, 1998).



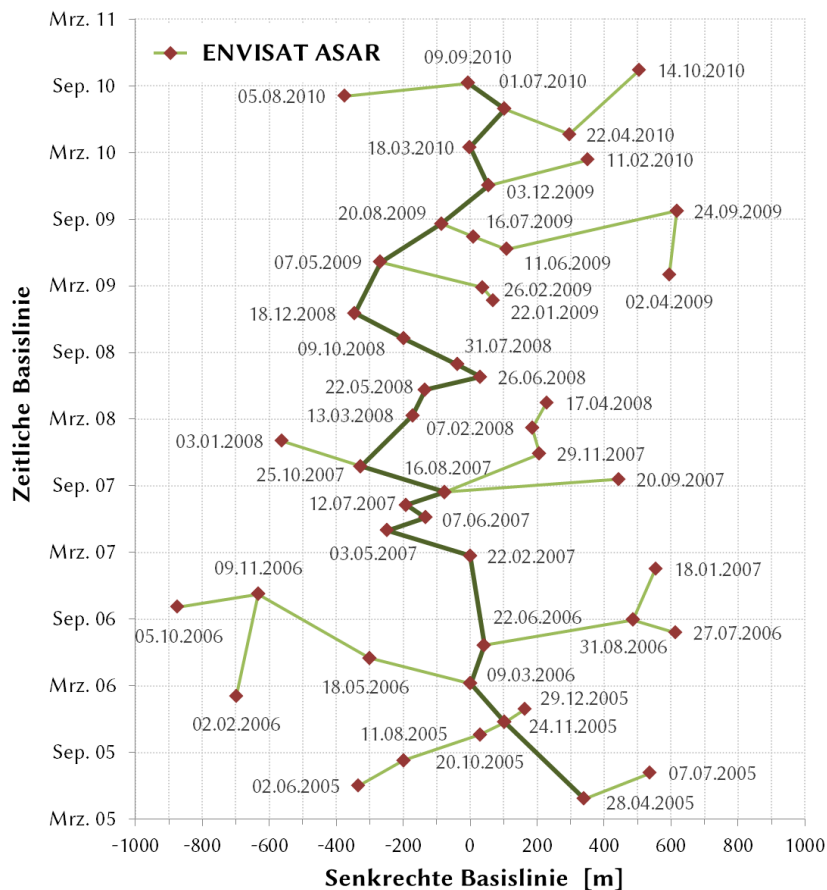
**Abb. 3.8:** Farbverlauf eines vollständigen Phasenzyklus von  $2 \cdot \pi$  rad (ein Fringe)

Wenn eine Zeitreihe von SAR Szenen in einem Datenstapel zur Verfügung steht, können diese miteinander verrechnet werden, um Höhenänderungsinformationen über die gesamte Zeitreihe zu erhalten. Dabei kann zwischen rasterbasierten und punkt-basierten Verfahren unterschieden werden. Auf der Basis von rasterbasierten differentiellen Interferogrammen beruhen Stapelungsverfahren. Das in dieser Arbeit verwendete Stapelungsverfahren ist ähnlich dem „Cascade Stack“ bei LEIJEN & HANSSEN (2004), benutzt jedoch im Gegensatz dazu sämtliche Zeitpunkte des Stapels und verbindet diese untereinander wie die Zweige eines Astes. Daher wird der so entstehende Stapel im Folgenden als „verzweigter Stapel“ bezeichnet (engl. Branched Stack).

Die Stapelbildung am Beispiel des ENVISAT ASAR Datenstapels ist in Abbildung 3.9 dargestellt. Bei der Stapelbildung wird darauf Wert gelegt, dass möglichst eine Hauptverbindungsline (der „Ast“) mit kohärenten Interferogrammen durch den gesamten Stapel verläuft (siehe dunkelgrüne Linie in Abb. 3.9). Andere Interferogrammkombina-



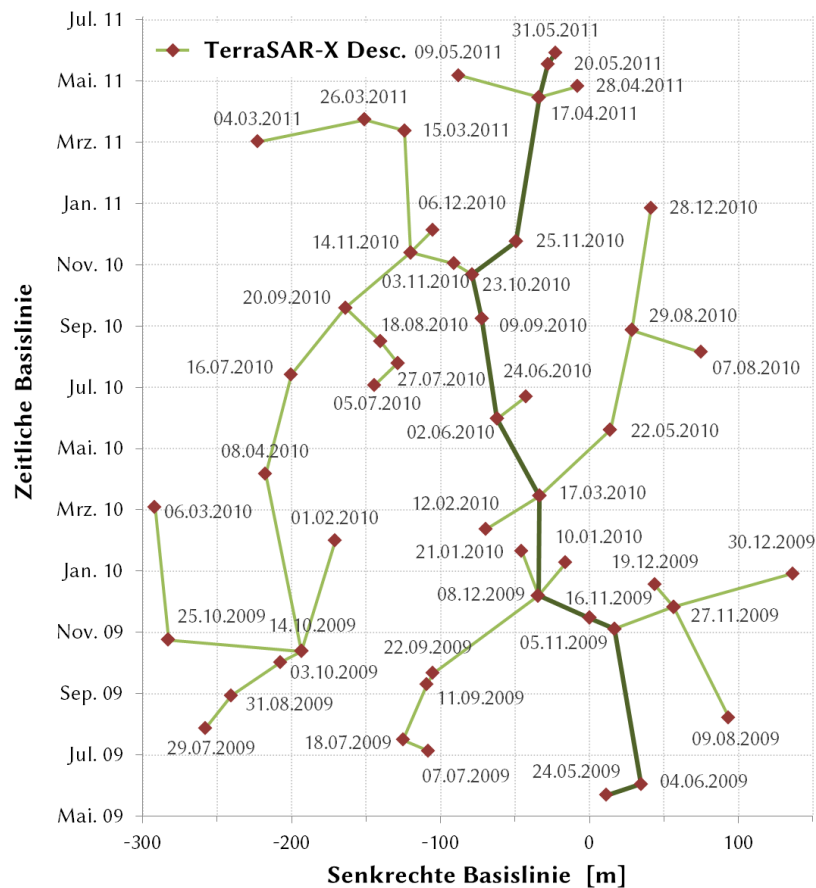
tionen, welche zu einem Verlust an kohärenten Flächen führen (z. B. Szenen mit großer senkrechter Basislinie oder Zeitpunkte mit Schneebedeckung), werden nach Möglichkeit nur für Seitenlinien (die „Zweige“) verwendet, die nicht weiter als nötig verfolgt werden (siehe hellgrüne Linien). So ist auch für Zeitpunkte mit einer großen Basislinie meist noch eine Aussage möglich, dieses Zwischenergebnis wird aber in der Regel nicht für die Berechnung weiterer Zeitpunkte verwendet, da es hier zu einem Verlust an auswertbarer Fläche führen würde. Die Berechnung des verzweigten Stapels erfolgt von einem Referenzzeitpunkt ausgehend (in dem Beispiel in Abb. 3.9 der 22.02.2007). Je nach Verlauf eines Zweiges werden die sich zeitlich anschließenden Interferogramme addiert oder subtrahiert. Die Berechnung erfolgt jeweils nur für kohärente Flächen, welche bei jedem Interferogramm unterschiedlich sein können. Am Ende der Berechnung ist somit für jeden Zeitpunkt eine individuelle rasterbasierte Höhenänderungsinformation verfügbar. Je nach betrachtetem Pixel sind an einer Lokation zu allen oder auch nur zu wenigen Zeitpunkten Informationen verfügbar.



**Abb. 3.9: Beispiel für einen verzweigten DInSAR Stapel anhand des ENVISAT ASAR Datenstapels mit insgesamt 49 Zeitpunkten**

Im Gegensatz zu dem beschriebenen Stapelungsverfahren werden bei punktbasierten Auswertverfahren, wie der Persistent Scatterer Interferometrie (PSI), alle Interferogrammkombinationen bezogen auf einen Referenzzeitpunkt als Masterszene verwendet (engl. Single Master Stack). Diese Vorgehensweise ist für rasterbasierte Auswertverfahren nicht optimal, da Interferogramme mit einer großen Basislinie (sowohl ge-

ometrisch, als auch zeitlich) zu einem Kohärenzverlust durch Höhenfehler sowie durch geometrische und zeitliche Dekorrelation führen würden. Bei punktbasierten Verfahren können hingegen Höhenfehler für jeden Punkt geschätzt werden, was die geometrische Dekorrelation stark verringert. Zudem basiert die PSI auf Punktstreuern in den SAR Daten, welche eine langzeitstabile Phase besitzen. PS Punkte weisen daher nur eine geringe zeitliche Dekorrelation auf. Aus diesen Gründen können bei der PSI auch Interferogrammkombinationen mit großen Basislinien verwendet werden.



**Abb. 3.10: Beispiel für einen verzweigten DInSAR Stapel anhand des TerraSAR-X Desc. Datenstapels mit insgesamt 50 Zeitpunkten**

USAI & HANSSEN (1997) waren die Ersten, die Punktstreuer mit einem stabilen Phasenverhalten über lange Zeiträume für eine PSI Auswertung genutzt haben. Diese Punktstreuer erwiesen sich oftmals als anthropogene Objekte und Strukturen, wie zum Beispiel Häuser, Straßen, Eisenbahnlinien und Brücken. In FERRETTI et al. (2000) werden diese Punktstreuer genutzt, um Zeitreihen der Deformation zu ermitteln. In dieser Arbeit wird das PSI Verfahren Interferometric Point Target Analysis (IPTA) der Gamma SAR and Interferometry Software von der Firma Gamma Remote Sensing and Consulting AG (Schweiz) verwendet. Für eine ausführlichere Beschreibung des IPTA Auswerteverfahrens siehe WERNER et al. (2003).

Die IPTA Auswertung beginnt mit der Selektion von potenziellen Punkten, den sogenannten Persistent Scatterer (PS) Punktkandidaten. Für diese werden differentielle Punktinterferogramme unter Nutzung eines externen DHM berechnet. Anschließend erfolgt eine zweidimensionale Regressionsanalyse der differentiellen Phasenwerte eines jeden PS in Abhängigkeit von der zeitlichen und senkrechten Basislinie der Aufnahmezeitpunkte. Diese ermöglicht die Schätzung einer linearen Deformationsrate und einer Höhenkorrektur für jeden PS Punkt. Dabei dient die Standardabweichung der residualen Phasenwerte als Qualitätskriterium und wird u.a. für den Ausschluss von Punkten verwendet. Nachfolgend wird mehrmals die zweidimensionale Regressionsanalyse wiederholt, um die Modellparameter iterativ für jeden PS Punkt weitergehend zu verbessern. Diese Verbesserung erfolgt unter anderem durch eine netzbasierte räumliche (anstelle von zeitliche) Abwicklung der Phasenwerte, die erneute Schätzung von residualen Höhenkorrekturen und Deformationsraten und der Ermittlung verbesserter Orbitpositionen des Satelliten zu den Aufnahmezeitpunkten (bezogen auf die senkrechte Basislinie).





# 4 Ein neues Verfahren zur Detektion von Atmosphäre anhand von differentiellen Interferogrammen

*Phantasie ist wichtiger als Wissen, denn Wissen ist begrenzt. [...]  
Sie ist genau genommen ein echter Einflussfaktor in der wissenschaftlichen Forschung.*  
– ALBERT EINSTEIN

## 4.1 Bestehende Ansätze zur Ermittlung und Reduzierung des atmosphärischen Phasenbestandteils

In diesem Kapitel soll auf die in der Literatur bestehenden Verfahren zur Ermittlung oder zur Reduzierung von Atmosphäre in differentiellen Interferogrammen eingegangen werden. Diese lassen sich grob untergliedern nach der Art der zugrunde liegenden Daten:

- » Verwendung optischer Fernerkundungsdaten von (Wetter-) Satelliten
- » Nutzung von Wetterinformationen wie z.B. Messdaten von Wetterstationen, bodengestütztem Regenradar, Radiosondenaufstiegen
- » Berechnung auf der Grundlage numerischer Wettermodelle
- » Verwendung von GPS auf der Grundlage von Mehrfrequenzmessungen
- » Gewinnung von Informationen aus den SAR Daten selbst

Eine gute Übersicht und Beschreibung vieler in der Literatur vorkommender Methoden findet sich bei DING et al. (2008). Im Folgenden soll nur ein kurzer Einblick in die Thematik gegeben werden.

Erste visuelle Vergleiche mit Wetterdaten von optischen Satelliten, sowie auch quantitative Vergleiche mit Regenradardaten und mit Radiosondendaten wurden bereits von HANSSEN & FEIJT (1996) und HANSSEN et al. (1998) angestellt. Satellitendaten werden sowohl von geostationären Satelliten (METEOSAT) als auch von polar umlaufenden Satelliten (z.B. NOAA-AVHRR) genutzt. Erstere haben den Vorteil einer guten zeitlichen Auflösung, wohingegen die geometrische Auflösung der Daten gering ist (Kilometerbereich, s. auch Kapitel 5.1.1). Polar umlaufende Satelliten (z.B. NOAA, Terra, Aqua, MetOp) besitzen eine höhere geometrische Auflösung im Bereich von hundert Metern, wohingegen die zeitliche Wiederholrate mehrere Stunden beträgt. HANSSEN et al. (2001) verwenden von METEOSAT den Wasserdampfkanal bei  $6,7\ \mu\text{m}$  zum Vergleich mit der in ERS-1/-2 Tandem Szenen beobachteten Atmosphäre.

Eine Ausnahme stellen Daten des Sensors MERIS dar, welcher als Bestandteil des Satelliten ENVISAT zeitgleich mit dem Sensor ASAR multispektrale Daten aufzeichnen kann. Diese besitzen eine relativ hohe geometrische Auflösung von unter 300 Metern. Die aus MERIS Daten abgeleiteten Informationen über den Wasserdampfgehalt der Luft (Water Vapour Daten), sowie Daten von MODIS, GPS und von Radiosondenaufstiegen werden von LI (2005) und LI et al. (2006) zur Korrektur von ENVISAR ASAR Interferogrammen verwendet. Probleme ergeben sich daraus, dass der Wasserdampfgehalt mit MERIS Daten nur in einer im Vergleich zu Radarsatelliten relativ schlechten geometrischen Auflösung (ca. 300 m), sowie nur bei Tag und in Bereichen ohne Bewölkung ermittelt werden kann (vgl. MEYER et al., 2005).

Mittels der von GPS Satelliten ausgesendeten Signale lassen sich Pfadverzögerungen zu Bodenstationen berechnen, wobei die beobachteten Unterschiede von mindestens zwei Frequenzbereichen im L-Band verwendet werden. Aufgrund der Frequenz eignen sich die Daten auch für die Messung der durch die Ionosphäre hervorgerufenen Laufzeitunterschiede, sind jedoch auch sensitiv für troposphärische Einflüsse. Für eine Korrektur von differentiellen Interferogrammen wird jedoch eine hohe Dichte an GPS Stationen benötigt, wie sie beispielsweise im südlichen Kalifornien oder in Japan vorhanden sind (vgl. SAITO et al., 1998). Selbst bei einer ungewöhnlich hohen Dichte wie in Japan, fallen bei JANSSEN (2003) nur 37 Stationen in den Bereich einer ERS SAR Szene, weswegen von ihm geeignete Interpolationsverfahren untersucht werden (bspw. mittels Kriging), um anschließend jedes Pixel einer SAR Szene korrigieren zu können. ONN (2006) gibt einen umfassenden Überblick über die Möglichkeiten der Korrektur von differentiellen Interferogrammen mittels GPS.

In der Literatur bestehen verschiedene Ansätze zur Korrektur von differentiellen Interferogrammen mithilfe numerischer Wettermodelle. Diese weisen oft (vor allem, wenn

sie global verfügbar sind) eine für die Radarinterferometrie unzureichende räumliche und zeitliche Auflösung auf und erlauben lediglich das Entfernen grober Trends aus den Daten. In der Arbeit NICO et al. (2011) wird das dreidimensionale Modell WRF verwendet, welches bei der bestmöglichen räumlichen Auflösung von 1 km eine Anzahl von bis zu 50 vertikalen Schichten aufweist. Aus den modellierten Daten (u.a. Temperatur, Luftdruck, Wasserdampfgehalt, Niederschlag und Anteil flüssigen Wassers) wird basierend auf den in Kapitel 2 dargestellten Formeln der Refraktionsindex berechnet und auf die atmosphärischen Phasenverschiebung in einem  $1 \times 1 \text{ km}^2$  Raster geschlossen. Die Ergebnisse bei NICO et al. (2011) zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen den modellierten Differenzen zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten und den in Interferogrammen beobachteten Phasenverschiebungen. Kleinräumige atmosphärische Strukturen wie beispielsweise Cumuluswolken oder Gewitterzellen lassen sich jedoch auf der Grundlage eines numerischen Wettermodells nur auf einer statistischen Grundlage und nicht ortsgenau bestimmen, und können daher nicht aus differentiellen Interferogrammen entfernt werden.

Die Auswirkungen von Refraktionsunterschieden auf die differentielle Interferometrie zeigen eine direkte Abhängigkeit von der Geländehöhe, vor allem in Gebieten mit einer ausgeprägten Orographie. Daher kann in vielen Gebieten ein digitales Höhenmodell (DHM) zur Modellierung und Korrektur von atmosphärischen Phasenverschiebungen verwendet werden. Beispielsweise kann in gebirgigen Gebieten die Korrelation zwischen interferometrischer Phase und Geländehöhe bestimmt und für eine anschließende Korrektur verwendet werden. Bei JEHLE et al. (2008) wird die Höheninformation zusammen mit einem numerischen Wettermodell verwendet, um mittels Raytracing-Methoden den Weg durch die Troposphäre zu bestimmen. Unabhängig von dem DHM-abhängigen Anteil der Atmosphäre ist nach HANSSEN (2001) in jedem Gebiet aber auch ein turbulenter Anteil vorhanden, welcher sich nicht mit der Topographie erklären lässt.

LEIJEN & HANSSEN (2004) führen mehrere Möglichkeiten an, die Überlagerung der zwei atmosphärischen Zustände direkt aus einem Interferogramm zu bestimmen. Hierfür wird ein Stack von Interferogrammen (entweder alle bezogen auf eine Referenzszenario, oder ein kaskadierender Stack) verwendet. Die Atmosphäre zu einem Zeitpunkt wird hier ganz ähnlich ermittelt, wie in dem im nächsten Kapitel dargestellten Verfahren, nämlich durch die Mittelwertbildung aller Interferogramme zu einem Zeitpunkt. Allerdings müssen hierfür, im Gegensatz zu dem nachfolgend vorgestellten Verfahren, die Phasenwerte aller Interferogramme zuvor abgewickelt werden. LEIJEN & HANSSEN (2004) stellen fest, dass Fehler bei der Phasenabwicklung aufgrund von Dekorrelation in den Daten die größte Einschränkung der Methode darstellen.

Eine Möglichkeit zur Reduzierung von Atmosphäre in einer Zeitreihe von SAR Szenen sind nach DING (2008) Stacking Verfahren (nicht zu verwechseln mit den in Kapitel 3.3 beschriebenen Stapelungsverfahren). Diese ermitteln rasterbasiert aus einem Stapel von Interferogrammen eine zeitlich mittlere Deformationsrate (bspw. in der Einheit [mm/a]); eine Gewinnung von Zeitreihen der Deformation ist daher nicht möglich. Da die Atmosphäre zeitlich zufällig ist, mittelt sich diese idealerweise aus dem Ergebnis der Deformationsrate heraus. Voraussetzung für diesen Ansatz sind jedoch das Vorhandensein zeitlich linearer Deformationen sowie korrekt abgewinkelte Phasenwerte in jedem verwendeten Interferogramm. Diese Vorgehensweise ist beispielsweise in dem Gamma Programm stacking umgesetzt.

Die ionosphärische Wellenverschiebung besitzt eine Abhängigkeit von der Radarfrequenz und lässt sich damit auch direkt aus den SAR Daten gewinnen. Dazu kann die sogenannte Split Spectrum Methode verwendet werden, bei welcher die Bandbreite der SAR Daten in zwei Subbandbereiche aufgeteilt wird. Dabei entstehen zwei SAR Szenen, wie sie von zwei Sensoren mit leicht unterschiedlicher Wellenlänge aufgenommen worden wären, aber bei verringerter geometrischer Auflösung. Diese Vorgehensweise, sowie ein weiteres Verfahren, wird bei BRCIC et al. (2010) beschrieben.

KNOSPE & JÓNSSON (2007) nutzen zur Beschreibung des atmosphärischen Zustands eines differentiellen Interferogramms geostatistische Verfahren, vor allem die Variabilität des Atmosphärensignals einschließlich ihrer Auto-Kovarianz-Struktur, basierend auf anisotropen Semivariogrammen. Die Analyse erfolgt in Bereichen, die nicht durch Deformation beeinflusst sind. Die gewonnenen Informationen über die Autokorrelation des atmosphärischen Rauschens können dann als Fehlerterm zur Verbesserung der geophysikalischen Modellierung und für Inversionsrechnungen verwendet werden.

Zu guter Letzt kann auch eine von HANSSEN & FEIJT (1996) vorgeschlagene Vorgehensweise verfolgt werden, nach der nur Interferogramme verwendet werden sollten, die nicht oder kaum durch Atmosphäre beeinflusst sind. Dies ist immer dann zu empfehlen, wenn eine genügend große Anzahl an Szenen zur Verfügung steht. Das in den folgenden Kapiteln vorgestellte Verfahren und die darauf aufbauenden Analysen bieten auch hierbei eine gute Hilfestellung, da die zu selektierenden Zeitpunkte eindeutig ermittelt werden können.

## 4.2 Beschreibung des neu entwickelten Verfahrens

### 4.2.1 Generelle Idee

Die Ergebnisse in dieser Arbeit basieren auf einem eigenentwickelten Verfahren, welches erstmals vom Autor in SCHÄFER & HANNEMANN (2010) veröffentlicht wurde. Mit dem Verfahren ist es möglich, atmosphärische Phasenverschiebungen zu jedem einzelnen Zeitpunkt eines Datenstapels zu ermitteln. Wie in Kapitel 3.2 erläutert, zeigen differentielle Interferogramme immer die Überlagerung der atmosphärischen Signale zu den zwei Aufnahmezeitpunkten eines Interferogramms. Eine eindeutige Trennung der einzelnen Phasenbestandteile eines Interferogramms ist nicht möglich. Auch mit dem hier vorgestellten Verfahren können nur die für einen Zeitpunkt charakteristischen Phasenbestandteile zusammen geschätzt werden. Wie später gezeigt werden wird, entsprechen diese in Näherung der durch die Atmosphäre bewirkten Phasenverschiebung in den Interferogrammen. Aus diesem Grund werden im Folgenden die erzeugten Ergebnisse vereinfacht als atmosphärische Phasenverschiebung bezeichnet.

Die Berechnungen basieren auf einem Datenstapel von SAR Szenen zu verschiedenen Aufnahmezeitpunkten. Es hat sich gezeigt, dass mit einer Gesamtzahl von 20 bis 60 Szenen gute Ergebnisse erzielt werden konnten, wobei die Genauigkeit der Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung mit zunehmender Größe des Datenstapels ansteigt. Mit einem Datenstapel von mehr als 4 – 5 Jahren Zeitdauer kann es jedoch unter Umständen besser sein, den Stapel in zwei getrennten Teilen auszuwerten, da ansonsten durch eine abnehmende zeitliche Kohärenz die Qualität der Ergebnisse verringert wird. Die Anwendbarkeit mit weniger als 20 Szenen muss im Einzelfall untersucht werden. Beispielsweise ließen sich die hier verwendeten Datenstapel von ALOS PALSAR mit 10 – 15 Szenen nur auswerten, nachdem in einem Vorverarbeitungsschritt lineare Trends aus den SLC Daten entfernt wurden.

Mit allen verfügbaren Szenen wird ein Multi-Referenz-Stapel von differentiellen Interferogrammen gebildet. Die Interferogramme werden mittels der sogenannten Two-Pass-Interferometrie erzeugt, also unter Zuhilfenahme eines digitalen Höhenmodells in der Geometrie der SAR Szenen. Der topographische Phasenanteil in den differentiellen Interferogrammen ist damit größtenteils entfernt. Bei der Berechnung der differentiellen Interferogramme kann eine räumliche Mittelung durch sogenanntes „Multi-looking“ erfolgen. Dabei werden jeweils eine Anzahl räumlich benachbarter Pixel in Entfernungs- und Azimut-Richtung zusammengefasst. Die verwendete Auflösung für die folgenden Abbildungen beträgt ungefähr  $40 \times 40 \text{ m}^2$  (s. auch Tabelle 1.1).

Alle Interferogramme, bei denen ein bestimmter Zeitpunkt in die Berechnung eingeflossen ist (entweder als Master oder als Slave), beinhalten immer das atmosphärische Signal dieses Zeitpunkts sowie das eines weiteren Zeitpunkts. Durch Mittelwertbildung der Phasenwerte dieser Interferogramme bleibt die in jedem Interferogramm

vorherrschende atmosphärische Phase des gewählten Zeitpunkts erhalten, wohingegen die übrigen atmosphärischen Phasenanteile zu allen anderen Zeitpunkten nur ein einziges Mal auftreten und im Mittel null ergeben.

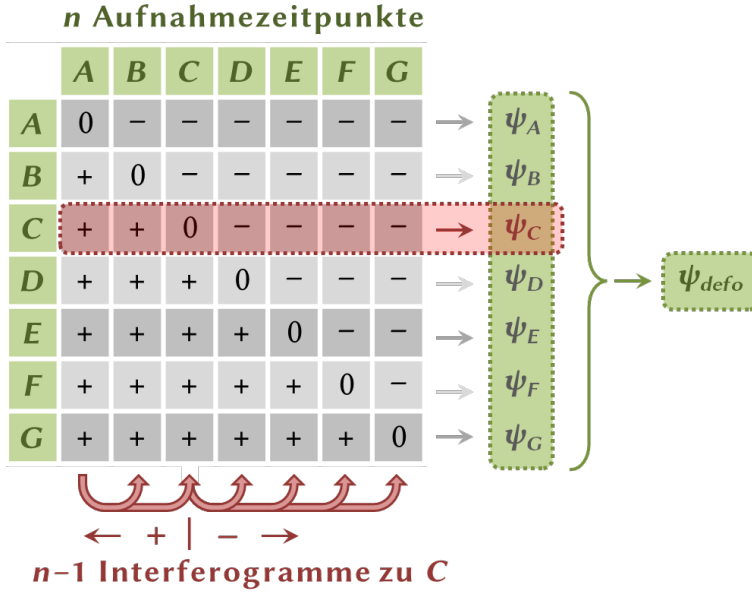
Die interferometrischen Eingangsdaten können sowohl rasterbasiert (DInSAR), als auch punktbasiert (PSI) sein. Dabei ist von großem Vorteil, dass Mehrdeutigkeiten die im Bereich  $-\pi \dots +\pi$  vorliegenden Phasenwerte zuvor nicht räumlich oder zeitlich gelöst werden müssen. Dieser Schritt der „Phasenabwicklung“ (engl. Phase Unwrapping) ist oftmals problematisch für Bereiche mit geringer interferometrischer Kohärenz, welche auch in den in dieser Arbeit verwendeten Untersuchungsgebieten üblicherweise anzutreffen sind.

Der Wegfall der Phasenabwicklung ist der hauptsächliche Unterschied (und Vorteil) des hier vorgeschlagenen Ansatzes zu dem ähnlichen Verfahren von LEIJEN & HANSEN (2004; s. a. Kap. 4.1). Hierdurch ist es möglich, sämtliche (zum Teil weit über tausend) Interferogrammkombinationen zu nutzen, was durch eine vorher nötige Phasenabwicklung sehr erschwert würde. Zudem wird es hiermit möglich, die atmosphärische Phasenverschiebung (nach und nach) zu allen Zeitpunkten zu ermitteln, und nicht nur für die Referenzszene eines Stapels.

#### 4.2.2 Methodische Vorgehensweise

Zunächst müssen alle Interferogrammkombinationen berechnet werden. Dabei ist es ausreichend, lediglich Interferogramme mit einer einheitlichen Zeitrichtung zu berechnen, z.B. von der Vergangenheit in die Zukunft gerichtet. In dieser Arbeit liegt die Master-Szene eines Interferogramms (Zeitpunkt  $M$ ) immer zeitlich vor dem Aufnahmezeitpunkt  $S$  der Slave-Szene. Das resultierende Interferogramm  $M\_S$  entspricht der Differenz  $S$  minus  $M$ . Wird eine Interferogrammkombination mit zeitlich umgekehrter Reihenfolge benötigt, z.B.  $M\_A$ , kann diese durch die Berechnung der Gegenzahl eines jeden Pixels (Multiplikation mit  $-1$ ) erzeugt werden:  $M\_A = -1 \cdot A\_M$ . Für  $n$  Aufnahmezeitpunkte ergeben sich insgesamt  $n \cdot (n - 1) / 2$  unabhängige Interferogramme.

Abbildung 4.1 veranschaulicht schematisch das Auswerteverfahren für 7 Zeitpunkte (A bis G). Alle  $n - 1$  interferometrischen Kombinationen, die beispielsweise auf die Szene zum Zeitpunkt  $C$  bezogen sind, enthalten auch die Phasenverschiebung der Atmosphäre zum Zeitpunkt  $C$  sowie eine weitere Atmosphäre zum Zeitpunkt  $i$ . Die Atmosphäre  $C$  tritt entweder mit einem negativen ( $-$ ) oder positiven Vorzeichen ( $+$ ) auf, je nachdem ob bei der Interferogrammberechnung Zeitpunkt  $C$  als Master ( $C\_X = \varphi_C - \varphi_i$ ) oder als Slave verwendet wurde ( $X\_C = \varphi_i - \varphi_C$ ). In Formel 4.1 wurde dies durch zwei getrennte Summen dargestellt. Anschließend wird durch die pixelweise Berechnung des Mittelwertes dieser Interferogramme die für Zeitpunkt  $C$  charakteristische Phasenverschiebung  $\psi_C$  eines jeden Pixels ermittelt.



**Abb. 4.1: Schematische Veranschaulichung des in dieser Arbeit angewendeten neuen Auswerteverfahrens**

Alle übrigen in die Mittelung eingehenden Phasenanteile  $\varphi_i$  der anderen Zeitpunkte treten lediglich einmal auf und sind zeitlich zufällig, so dass ihre Mittelung null ergibt. Somit erhält man durch die Mittelwertbildung lediglich die Phasenanteile, die unverändert immer wieder zum Zeitpunkt C auftreten. Dieser Vorgang wird für alle  $n$  Zeitpunkte wiederholt, resultierend in  $n$  Ergebnissen für jeden einzelnen Zeitpunkt. In Formel 4.1 wurde für eine einfachere Lesbarkeit die Interferogrammkombination  $C\_C$  ebenfalls mit aufgeführt, diese besitzt jedoch an jeder Stelle den Phasenwert null, da  $C\_C = \varphi_C - \varphi_C = 0$  ist und kann daher auch ausgelassen werden.

$$\begin{aligned}
 \psi_C &= \frac{1}{C} \cdot \sum_{i=1}^C \{\varphi_C - \varphi_i\} - \frac{1}{n-C} \cdot \sum_{i=C+1}^n \{\varphi_i - \varphi_C\} \\
 &= \frac{\sum_{i=1}^C \{\varphi_C\}}{C} - \frac{\sum_{i=1}^C \{\varphi_i\}}{C} - \frac{\sum_{i=C+1}^n \{\varphi_i\}}{n-C} + \frac{\sum_{i=C+1}^n \{\varphi_C\}}{n-C} \\
 &= \frac{\sum_{i=1}^n \varphi_C}{n} - \frac{\sum_{i=1}^n \varphi_i}{n} \\
 &\cong \frac{n \cdot \varphi_C}{n} - 0 = \varphi_C
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

Um den Mittelwert aller Interferogramme berechnen zu können, müssen zunächst alle Pixel eines jeden Interferogramms auf einen Referenzwert bezogen werden. Üblicherweise wird hier ein Referenzpixel gewählt, dessen Phasenwert von allen Pixeln subtrahiert wird, resultierend in einem Referenzphasenwert von null. Diese Vorgehensweise hängt jedoch stark von der Phasenstabilität des gewählten Referenzpixels ab, welche über die gesamte Zeitreihe gegeben sein muss. Es ist jedoch auch möglich, eine Referenzfläche zu definieren und den Mittelwert von allen Pixeln dieser Fläche als Referenzphasenwert zu verwenden. Diese Referenzfläche darf jedoch nicht zu groß sein, da es ansonsten bei gewissen Zeitpunkten mit einer starken Atmosphäre zu Feh-

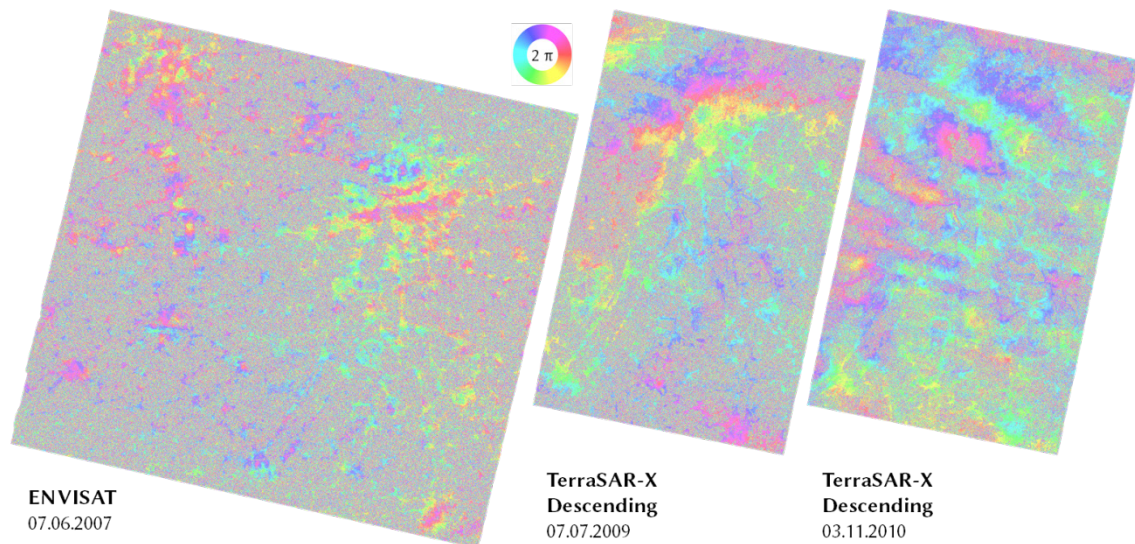
lern durch Mehrdeutigkeiten innerhalb der Referenzfläche kommen kann. Bewährt haben sich Flächengrößen von  $4 \times 4$  bis  $10 \times 10 \text{ km}^2$ .

Ein wichtiger Aspekt ist, dass die Funktion zur Berechnung des Mittelwertes die Mehrdeutigkeiten in den Phasenwerten, welche nur im Bereich  $-\pi \dots +\pi$  gemessen werden, korrekt behandeln muss. Aus diesem Grund wurde ein Programm geschrieben, welches den Phasenmittelwert komplex ermittelt (siehe Anhang B). Dies hat den zusätzlichen Vorteil, dass die Phasenwerte zuvor nicht abgewickelt werden müssen, da dies ein fehleranfälliger Prozess ist. Weitere abweichende Rechenvorschriften für die Ermittlung anderer statistischer Maßzahlen auf der Grundlage von Phasenwerten sind ebenfalls in Anhang B aufgeführt.

Wenn alle Pixel eines Interferogramms auf den Referenzphasenwert eines Referenzpixels oder einer Referenzfläche bezogen werden, nimmt mit zunehmender Entfernung von der Referenzfläche (ab ca. 25 km) die Qualität der Ergebnisse ab, bemerkbar durch ein zunehmendes Rauschen der gemittelten Pixel. Hier hat sich die Vorgehensweise bewährt, die Gesamtfläche des Interferogramms in ein regelmäßiges Raster von rechteckigen Kacheln zu unterteilen. Von jeder Kachel wird durch Mittelung aller Pixel ein Referenzphasenwert ermittelt, welcher dann von allen Pixeln der Kachel abgezogen wird. Anschließend wird für jedes Pixel der Kachel der oben beschriebene zeitliche Mittelwert aller Interferogramme berechnet. Zum Schluss müssen die Kacheln wieder zusammengefügt (d.h. untereinander ausgeglichen) werden. Aus diesem Grund wird jede Kachel mit einem Überlappungsbereich versehen, dessen Größe zu jeder Seite die halbe Breite und halbe Höhe einer Kachel beträgt. Jede Kachel besitzt bis zu acht Überlappungsbereiche mit ihren Nachbarkacheln (am Rand entsprechend weniger), in denen jeweils die mittlere Differenz aller Pixel bestimmt wird. Diese Differenzen (Beobachtungen) fließen in eine Matrix zur Durchführung einer Netzausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate ein. Dabei werden die Beobachtungen gewichtet, zum einen nach der Standardabweichung aller Phasendifferenzen (zur Berechnung einer Standardabweichung von Phasenwerten siehe Anhang B), sowie zum anderen nach der räumlichen Entfernung zwischen den Kacheln. Die Ausgleichung erfolgt unter Zwang, was bedeutet, dass der Mittelwert der Phasenwerte einer beliebigen Kachel auf null gesetzt wird. Dies führt dazu, dass die Phasenverschiebungen im Bereich dieser „Referenzkachel“ nahe bei null liegen.

Abbildung 4.2 zeigt beispielhaft Ergebnisse der atmosphärischen Phasenverschiebung für einen Zeitpunkt des ENVISAT ASAR Datenstapels und für zwei Zeitpunkte des TerraSAR-X Descending Stapels.

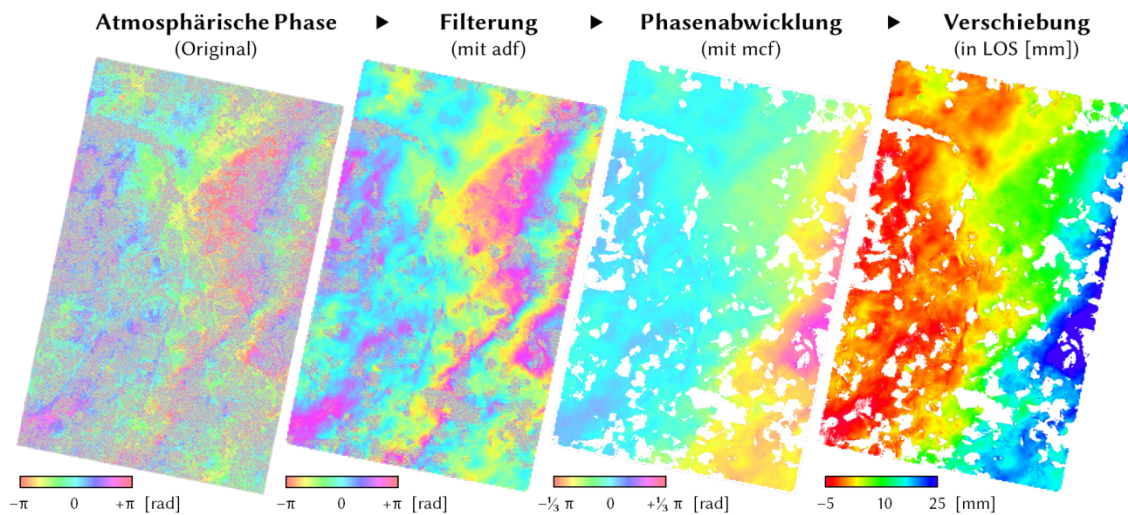




**Abb. 4.2:** Drei Beispiele für ermittelte atmosphärische Phasenverschiebungen (nicht geglättet, räumliche Abdeckungsbereiche siehe Abb. 1.3)

In Abbildung 4.2 ist links eine kleinräumige Atmosphäre am Beispiel einer ENVISAT ASAR Szene dargestellt. Der ausgewertete Ausschnitt hat eine Größe von  $59 \times 55 \text{ km}^2$  (s.a. Tab. 5.1). Zu sehen ist, dass eine atmosphärische Phasenverschiebung nur für kohärente Gebiete berechnet werden kann, überwiegend dekorrelierte Bereiche wie z.B. Waldgebiete lassen keine Aussagen zu. Die größten kohärenten Flächen im Ausschnitt sind die Städte Halle (linke obere Ecke) und Leipzig (im rechten oberen Quadranten). Eine Vielzahl kleinerer Ortschaften und Dörfer trägt jedoch ebenfalls zum Gesamterscheinungsbild der Atmosphäre zu einem Zeitpunkt bei. Die beiden rechten Bilder in Abbildung 4.2 zeigen bei identischem Maßstab Beispiele aus dem Descending Datenstapel von TerraSAR-X (Ausschnitt ca.  $31 \times 50 \text{ km}^2$ ); die Stadt Leipzig befindet sich hier in der oberen Hälfte der Bilder. Hier lässt sich beobachten, dass die beiden Ergebnisse für die atmosphärische Phasenverschiebung eine unterschiedliche Kohärenz aufweisen, da die TerraSAR-X Szene vom Juli in einen Zeitraum starker Oberflächenveränderungen durch Vegetationsbewuchs fällt, wohingegen zum Zeitpunkt der Novemberszene die Vegetation kaum noch Veränderungen unterliegt.

Nach der Berechnung können die ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen abgewickelt werden, um absolute Phasenwerte zu erhalten. Hierbei ist eine vorherige räumliche Filterung der Phasenwerte sinnvoll, da die Ergebnisse (wie bei differentiellen Interferogrammen auch) je nach Oberfläche einem Rauschanteil durch Dekorrelation aufweisen. Die so erzeugten abgewickelten Phasenwerte können in Verschiebungsbeträge in Blickrichtung des Satelliten (in LOS) umgerechnet werden. Abbildung 4.3 veranschaulicht die weiteren Verarbeitungsschritte am Beispiel einer TerraSAR-X Descending Szene.



**Abb. 4.3: Prozessierungskette ausgehend von atmosphärischer Phasenverschiebung zu LOS Verschiebung am Beispiel der TerraSAR-X Descending Szene vom 11.09.2009**

Das Verschiebungsergebnis in Abbildung 4.3 weist einen WNW–OSO gerichteten Trend auf. Dieser kann aufgrund von Orbitfehlern entstanden sein, jedoch auch von einem großräumigen Temperatur-, Luftdruck- oder Ionosphärengradienten herrühren. Für die weitergehenden Prozessierungsschritte zwecks einer anschließenden statistischen Auswertung wird dieser Trend, wie auch bei HANSEN et al. (2001), vorher entfernt (siehe hierzu auch Kapitel 5.2).

### 4.2.3 Fehlerbetrachtung

Wie am Anfang von Kapitel 4.2.1 erwähnt, entsprechen die in Kapitel 4.2.2 erzeugten Phasenverschiebungen nicht nur dem atmosphärischen Anteil zu einem Zeitpunkt. Vielmehr sind auch noch Anteile von Orbitfehlern, Deformation und Höhenfehlern enthalten, die in diesem Kapitel behandelt werden.

*Phasenverschiebungen durch Orbitfehler* treten in differentiellen Interferogrammen durch eine Trendfläche in Erscheinung. Orbitfehler entstehen, wenn die Korrektur des Phasenanteils der flachen Erde nicht einwandfrei erfolgte (vgl. Kapitel 3.2). So ist die Neigung der Trendfläche abhängig von den Fehlern der Satellitenbahndaten zu den zwei Aufnahmezeitpunkten des Interferogramms. Da die Auswirkung eines Fehlers in den Bahndaten zum Zeitpunkt  $C$  immer gleich groß ist, treten die resultierenden Phasenverschiebungen auch in jedem Interferogramm bezogen auf Zeitpunkt  $C$  gleich auf. Auch atmosphärische Phasenverschiebungen können sich als ebene Trendfläche äußern (z.B. bei Durchzug einer Front). Daher ist es nicht möglich, Orbitfehler von atmosphärischen Phasenverschiebungen eindeutig zu trennen. Da jedoch beide Effekte ähnliche unerwünschte Auswirkungen auf die differentielle Interferometrie zur Erfassung von Bodenbewegungen haben, können sie zusammen betrachtet werden. In dieser Arbeit wird immer von atmosphärischen Phasenverschiebungen gesprochen, wohl

wissend, dass auch Orbitfehler einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag dazu leisten. Bei der späteren Auswertung (s. Kapitel 5.2) werden Trends in den Daten entfernt, da diese ungewünschte Einflüsse auf die statistischen Ergebnisse hätten. Dies ist unproblematisch, da für die differentielle Interferometrie vor allem kleinräumige Phasengradienten eine Rolle spielen, welche durch die vorherige Entfernung eines globalen Trends nicht beeinflusst werden (s. Kapitel 6).

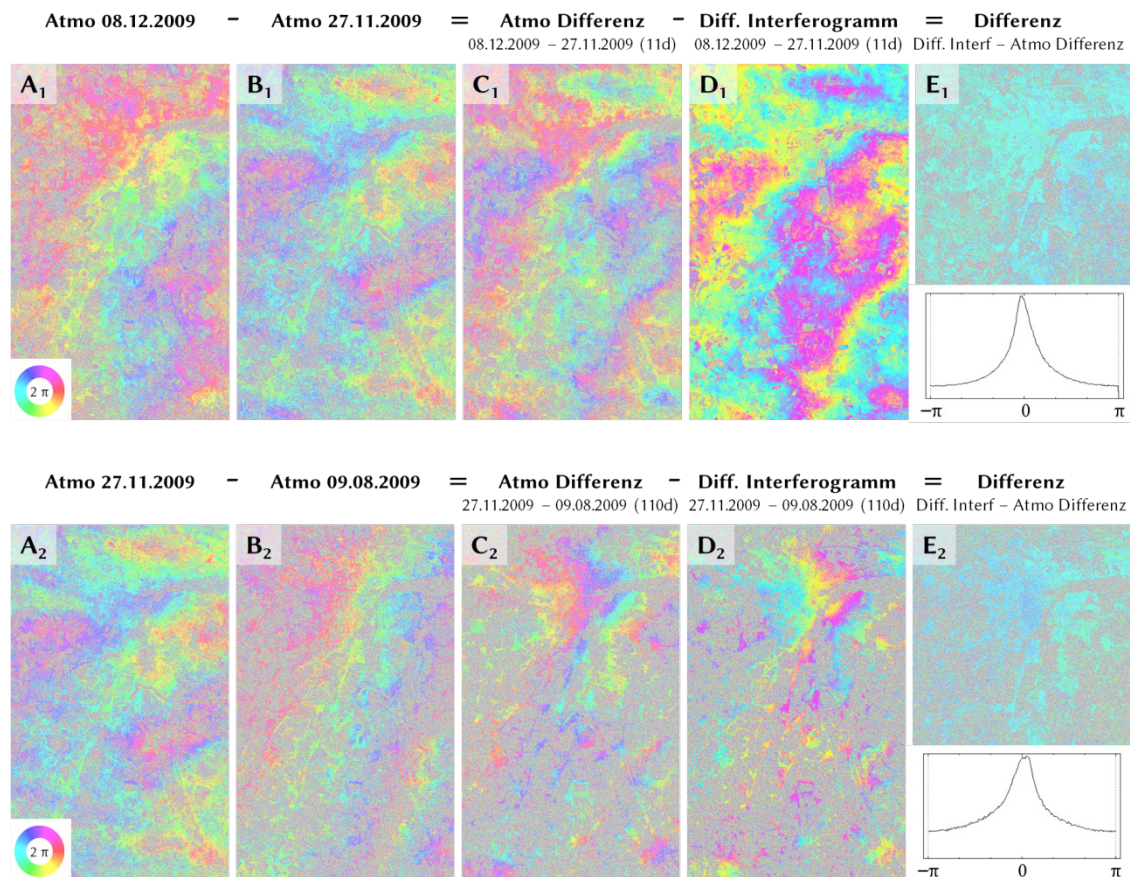
Auch *Phasenverschiebungen durch Deformation* (Bodenbewegungen) fließen in die Mittelwertbildung zur Berechnung der atmosphärischen Phasenverschiebung mit ein und beeinflussen somit die in Kapitel 4.2.2 erzeugten Ergebnisse. Beispielsweise verursacht ein Gebiet mit einer zeitlich linearen Höhenänderung in den differentiellen Interferogrammen eine Phasenverschiebung, deren Stärke abhängig von der Zeitdifferenz des Interferogramms ist. Durch die vorherige Multiplikation mit  $-1$  sind die deformationsbedingten Phasenverschiebungen aller Interferogramme gleich gerichtet. Bei der pixelweisen Mittelwertbildung ergibt sich so ein mittlerer deformationsbedingter Phasenwert zusätzlich zu der atmosphärisch bedingten Phasenverschiebung. Ist die Höhenänderung stark, so treten in diesem Bereich zudem Phasenmehrdeutigkeiten auf, die einen nahezu zufälligen Mittelwert ergeben. Daher wurden Gebiete mit Deformation vor der statistischen Auswertung ausmaskiert. Dennoch ermöglichen die in den Ergebnissen enthaltenen deformationsbedingten Phasenmittelwerte die Ermittlung der räumlichen Lage von Deformationsgebieten, zumindest in ihren Randbereichen, wo keine Phasenmehrdeutigkeiten auftreten (s. Kapitel 4.2.5).

*Phasenverschiebungen durch Höhenfehler* entstehen, wenn das zur Korrektur der topographischen Phasenanteile in Interferogrammen verwendete digitale Höhenmodell fehlerbehaftet ist oder die Objekte der Geländeoberfläche nur unzureichend beschreibt (vgl. Kapitel 3.2). Höhenfehler entstehen in den hier verwendeten Untersuchungsgebieten vor allem durch die sich über die Zeit verändernden Tagebaue und Bergehalde, die durch das für einen Zeitpunkt geltende Höhenmodell nicht korrekt wiedergegeben werden. Zudem können unerwünschte Phasenverschiebungen an Gebäuden auftreten, entweder durch Höhenfehler oder durch Layover (vgl. Kap. 3.1). Phasenverschiebungen durch Höhenfehler verhalten sich zeitlich zufällig, aber sowohl ihr Einfluss als auch ihr Vorzeichen hängt von der senkrechten Basislinie eines Interferogramms ab. Je nach Betrag der senkrechten Basislinie einer Szene in Bezug auf alle anderen Zeitpunkte (siehe Basisliniendiagramme in Anhang G) ergeben sich somit unerwünschte Phasenverschiebungen, die sich vor allem in den Ortschaften in einem verstärkten Rauschen der Pixel äußern. Die im Bereich der Tagebaue und Halden auftretenden stärkeren Höhenfehler wurden, wie auch die Deformationsgebiete, bei der späteren statistischen Auswertung ausmaskiert. Das kleinräumige Phasenrauschen im Bereich von Ortschaften wurde durch einen Glättungsfilter entfernt. Da atmosphärische Phasenverschiebungen eine weitaus niedrigere Frequenz besitzen, sind die Auswirkungen von Höhenfehlern somit vernachlässigbar.



#### 4.2.4 Validierung

Zwecks Validierung soll untersucht werden, in wieweit die erzeugten atmosphärischen Phasenverschiebungen dem tatsächlichen atmosphärischen Zustand eines Zeitpunkts entsprechen. Dazu bietet sich der Vergleich der Differenz zweier atmosphärischer Phasenverschiebungen mit einem originalen differentiellen Interferogramm an. Abbildung 4.4 zeigt zwei dieser Vergleiche, einmal für eine kurze Zeitdifferenz von 11 Tagen sowie für eine längere Zeitdifferenz von 110 Tagen.

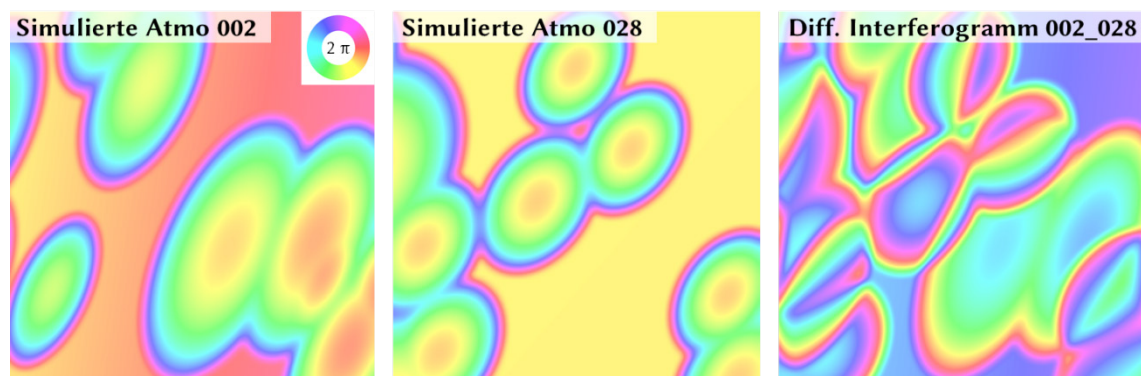


**Abb. 4.4:** Zwei Beispiele für den Vergleich zwischen differentielltem Interferogramm (D) und der Differenz (C) zweier atmosphärischer Phasenverschiebungen (A und B). Dargestellt ist der gesamte TerraSAR-X Descending Ausschnitt in SLC Geometrie (horizontal gespiegelt)

Die Differenz zwischen zwei beobachteten atmosphärischen Phasenverschiebungen (in Abbildung 4.4 unter A und B dargestellt und mit „Atmo“ bezeichnet) ist in C abgebildet. Rechts daneben ist unter D das originale Interferogramm dargestellt. Die Differenz zwischen Interferogramm D und Differenz C ist im Bild E zu sehen. Hier ergeben sich (mit Ausnahme der dekorrelierten Bereiche) cyanfarbene Phasenwerte um null. Die Häufigkeitsverteilung in Bildbereich E zeigt die Verteilung der gemessenen Differenzen im Bereich  $-\pi \dots +\pi$ , wobei für die Interferogrammkombination mit längerer zeitlicher Basislinie (110 Tage) mehr Pixel einen von null abweichenden Wert besitzen. Generell erweisen sich die Ergebnisse für die atmosphärische Phasenverschiebung

oftmals verrauschter als gute differentielle Interferogramme. Es kann jedoch bei gewissen Zeitpunkten auch vorkommen, dass die atmosphärische Phasenverschiebung ein kohärenteres Bild ergibt, als die meisten differentiellen Interferogramme bezogen auf diesen Zeitpunkt. Lediglich im Winter bei Schneebedeckung verbleiben oftmals lediglich noch die Ortschaften auswertbar.

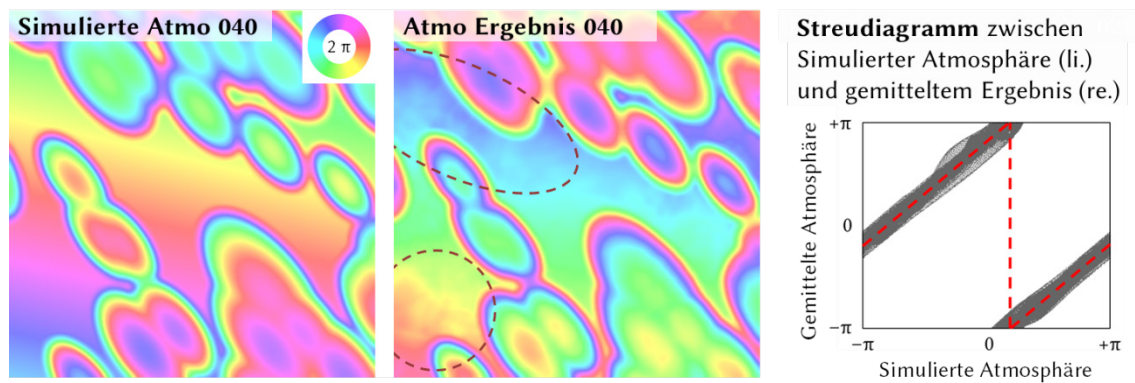
Für eine weitergehende Validierung wurden Untersuchungen mit simulierten Atmosphären angestellt, aus denen differentielle Interferogramme berechnet wurden. In den hier abgebildeten Beispielen sind keine anderen Phasenbestandteile enthalten, auch Dekorrelationseffekte wurden nicht berücksichtigt. Abbildung 4.5 zeigt ein Beispiel für das differentielle Interferogramm (rechts) aus zwei simulierten atmosphärischen Phasenverschiebungen (links und mittig).



**Abb. 4.5:** Beispiel für ein differentielles Interferogramms (rechts) aus der Simulation von zwei atmosphärischen Zuständen (links und mittig)

In der nachfolgenden Abbildung 4.6 ist der Vergleich zwischen einer simulierten Atmosphäre zu einem weiteren Zeitpunkt (links) mit der nach Kapitel 4.2.2 ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebung (mittig) dargestellt. Das Streudiagramm (rechts) zeigt eine Gegenüberstellung der „wahren“ simulierten und der gemittelten Phasenwerte des Zeitpunkts 040. Hier zeigt sich eine gute Übereinstimmung; die Phasenwerte sind lediglich durch einen konstanten Versatz gegeneinander verschoben, bedingt durch die Wahl einer im mittleren Bildbereich gelegenen Referenzkachel. Die Standardabweichung der Differenzen beträgt in diesem Beispiel 0,142 rad, was 2,3 % eines kompletten Farbzklus von  $2 \cdot \pi$  rad (ein Fringe) entspricht.

Die Ergebnisse anhand von simulierten Daten zeigen, dass das in Kapitel 4.2.2 dargestellte Verfahren einwandfrei arbeitet. Sie erlauben zudem Rückschlüsse auf die Qualität der Ergebnisse mit Bezug auf die Anzahl der verwendeten Zeitpunkte. Wie in Formel 4.1 dargestellt, ergeben die Mittelwerte der Phasenwerte aller Szenen nur in Näherung den Wert null. Gerade bei einer geringen Anzahl an Aufnahmezeitpunkten kann es zu einem von null verschiedenen Mittelwert kommen, der fälschlicherweise als atmosphärische Phasenverschiebung interpretiert wird. Diese Fehler sind in Abbildung 4.6 in den gestrichelten Ellipsen an leichten Farbschwankungen zu erkennen.



**Abb. 4.6: Vergleich zwischen simulierten differentiellen Interferogramm (links) und gemittelter atmosphärischer Phasenverschiebung (mittig) mittels Streudiagramm (rechts)**

Zusammenfassend ergibt sich erwartungsgemäß mit zunehmender Anzahl an Zeitpunkten eine Abnahme der Unsicherheit bei der Mittelung der Phasenwerte. Andererseits darf jedoch bei Verwendung realer Daten die gesamte Zeitspanne des Datenstapels nicht zu groß werden, da dann die zeitliche Dekorrelation in den Daten zu einem verstärkten Phasenrauschen führen kann.

#### 4.2.5 Ermittlung von pixelbasierter Kohärenz und Deformationsgebieten

Neben der Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung eignet sich die beschriebene Vorgehensweise auch für die Erzeugung weiterer nützlicher Nebenprodukte. Diese bestehen in der Berechnung einer pixelbasierten Kohärenz, sowie in der Detektion von Deformationsgebieten.

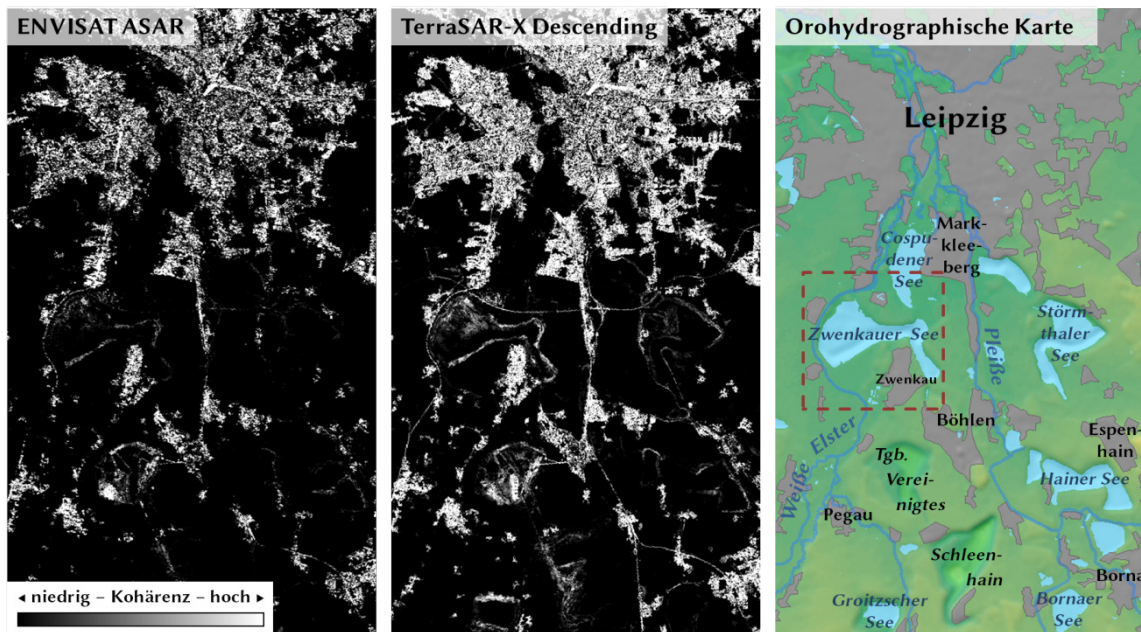
Analog zu der pixelbasierten Berechnung des Phasenmittelwertes von sämtlichen Interferogrammen lassen sich auch andere statistische Maßzahlen wie die Standardabweichung oder die Phasenähnlichkeit berechnen (siehe Anhang B). Das Ergebnis ist eine Angabe darüber, wie stark die Phasenwerte aller Interferogramme an der Stelle dieses Pixels streuen. Eine niedrige Streuung entspricht einer stabilen Phase über die gesamte Zeitspanne des Szenenstapels. Dieses Ergebnis wird im Folgenden als „pixelbasierte Kohärenz“ bezeichnet, da damit die Angabe eines Kohärenzwertes für einzelne Pixel möglich ist.

Normalerweise wird die interferometrische Kohärenz über eine räumliche Nachbarschaft von Pixeln geschätzt, mit typischen Nachbarschaftsgrößen von  $5 \times 5$  bis  $15 \times 15$  Pixeln. Damit lassen sich jedoch keine Aussagen über die Kohärenz eines einzelnen Pixels treffen. Mit der in Kapitel 4.2.2 vorgestellten Vorgehensweise ist es jedoch anhand eines Stapels von SAR Szenen möglich, Aussagen über einzelne Pixel zu treffen. Dabei wird das Bild erneut in einzelne Kacheln aufgeteilt und jede für sich ausgewertet, abermals unter Referenzierung aller Pixel einer Kachel auf den mittleren Phasenwert der Kachel. Allerdings ist keine anschließende Ausgleichung der Kacheln nötig



und daher müssen auch keine Überlappungsbereiche definiert werden. Die pixelbasierte Kohärenz wird zunächst nur auf der Grundlage der auf einen Zeitpunkt bezogenen Interferogramme berechnet, indem für jedes Pixel die Phasenähnlichkeit bestimmt wird. Anschließend können alle  $n$  ermittelten Ergebnisse wiederum Pixel für Pixel gemittelt werden. Dieses über alle Zeitpunkte gemittelte Endprodukt wird im Folgenden verwendet und dargestellt.

Ein Problem bei der Ermittlung der pixelbasierten Kohärenz stellen Deformationsgebiete dar, in denen sich deformationsbedingt die Phasenwerte mit der Zeit ändern, was zu einer niedrigen Kohärenz führen würde. Eine Möglichkeit, dieses Problem zu umgehen, ist die Verwendung deutlich kleinerer Kachelgrößen als bei der Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung. Als geeignet haben sich Kachelgrößen zwischen  $400 \times 400$  und  $1000 \times 1000 \text{ m}^2$  erwiesen. Durch die Referenzierung jeder Kachel auf ihren eigenen Mittelwert spielen Höhenänderungen keine Rolle, da diese innerhalb der kleinen Kachelfläche nahezu identisch sind. Abbildung 4.7 zeigt die pixelbasierte Kohärenz im Südraum von Leipzig, ermittelt anhand der Datenstapel von ENVISAT ASAR und von TerraSAR-X Descending im Vergleich zu einer Landkarte.



**Abb. 4.7: Zwei Beispiele für pixelbasierte Kohärenz. Der gestrichelte Kasten zeigt den Abdeckungsbereich der nachfolgenden Abb. 4.8 an**

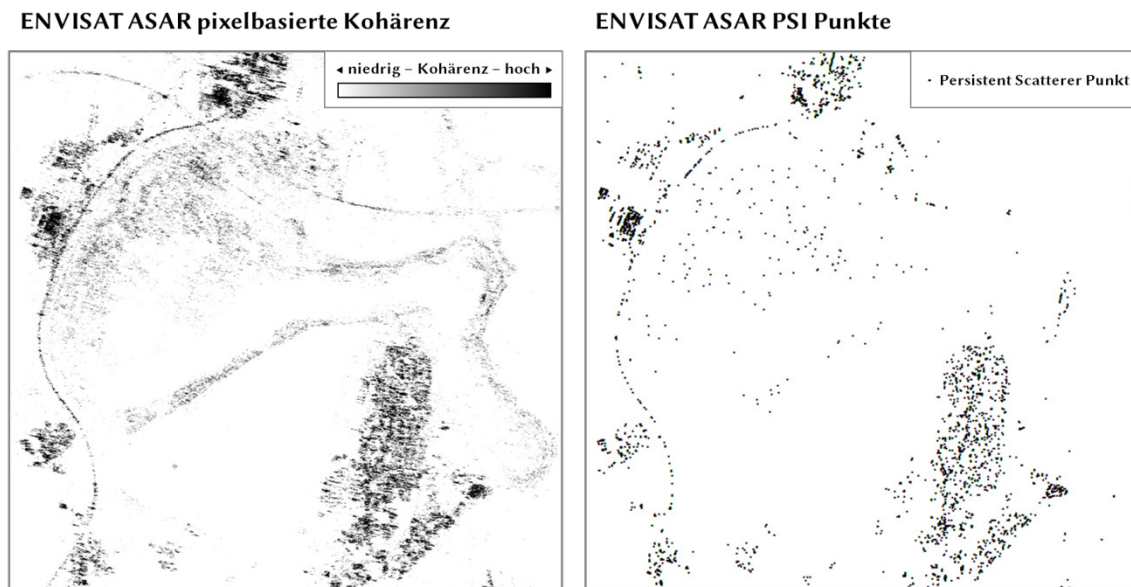
Abbildung 4.7 zeigt, dass die Bereiche hoher Kohärenz (weiß) gut mit Stadtflächen und Ortschaften übereinstimmen. Auch Tagebauränder, welche in der Regel spärlich bewachsen sind, weisen ein phasenstabiles Rückstreuverhalten auf (siehe z.B. den Grotzsch See im Süden). Im Bereich des erst teilweise gefluteten Zwenkauer Sees (Mitte links) ergeben sich relativ niedrige Werte für die pixelbasierte Kohärenz (dunkelgrau). Der aktive Tagebau „Vereinigtes Schleenhain“ zeigt in seinem nördlichen Bereich (ehemaliges Abbaufeld „Peres“) deutlich höhere Kohärenzen, als in seinem südlichen

Bereich, der sich noch in aktivem Abbau befindet. Lineare Strukturen wie Eisenbahnlinien oder Autobahnen zeichnen in den auf TerraSAR-X basierenden Ergebnissen besser ab.

Die pixelbasierte Kohärenz hat sich für diese Arbeit als sehr nützlich herausgestellt. Schon im Zuge der Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung wird sie verwendet. So werden bei der Ausgleichung zwischen den Kachelflächen nur Pixel mit einer hohen Kohärenz für die Berechnung der Differenzen in den Überlappungsbereichen benutzt. Bei der weiter unten in diesem Kapitel beschriebenen Detektion von Deformationsgebieten wird sie zur Ausmaskierung von Bereichen geringer Kohärenz verwendet. Auch bei der späteren statistischen Auswertung wird sie zur Ausmaskierung verwendet, damit keine landwirtschaftlichen Flächen in die statistische Auswertung der Atmosphäre eingehen.

Mithilfe des Ergebnisses der pixelbasierten Kohärenz ist es möglich, Punktkandidaten für die Persistent Scatterer Interferometrie zu ermitteln. Dies ist jedoch ein zeitintensiver Prozess, der zudem viel Speicherplatz bedarf, da als Eingangsdaten sämtliche differentiellen Interferogramme in höchster Auflösung (in SLC Geometrie) erzeugt werden müssen. Über einen geeigneten Kohärenzschwellwert können anschließend Punktkandidaten für die PSI ausgewählt werden.

Abbildung 4.8 zeigt einen Vergleich zwischen pixelbasierter Kohärenz und der mit der Gamma Software nach WERNER et al. (2003) ermittelten PS Punkte im Umfeld des Zwenkauer Sees.



**Abb. 4.8: Vergleich zwischen pixelbasierter Kohärenz (invertierte Darstellung) und PS Punkten am Beispiel des Zwenkauer Sees (teilweise in Flutung befindlich) und der Ortschaft Zwenkau (rechts unten). Die räumliche Lage des Ausschnitts ist in Abb. 4.7 mit einem gestrichelten Kasten dargestellt**



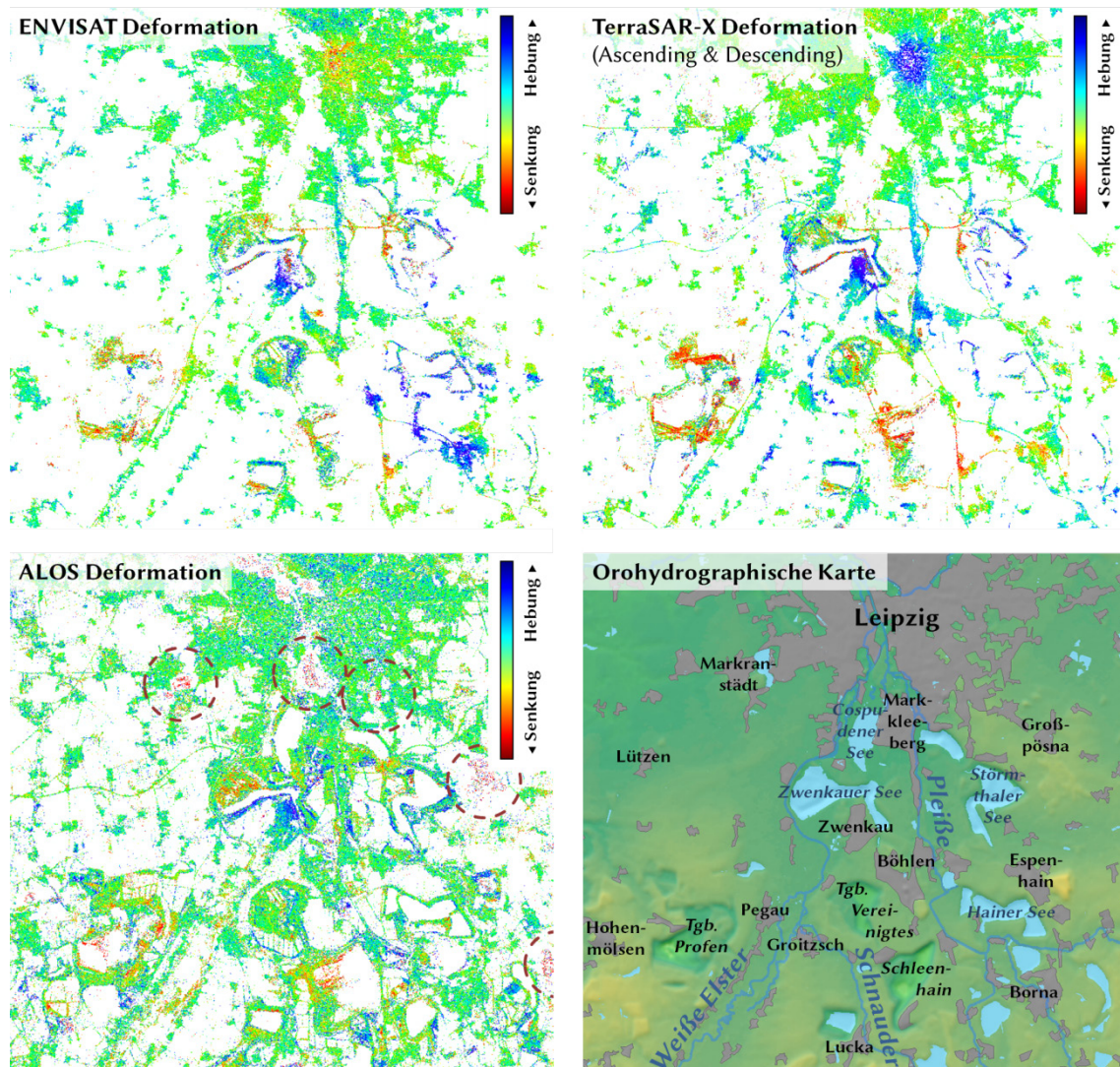
Die pixelbasierte Kohärenz ist allerdings, wie andere Methoden zur Punktkandidaten-selektion für die PSI auch, abhängig von der Anzahl der Szenen des Datenstapels. Bei wenigen Szenen streuen die Werte deutlich stärker, was zur Detektion falscher bzw. zu vieler Punktkandidaten führt (beispielsweise auf Ackerflächen und in Wäldern). Dies lässt sich anhand der Abbildungen 4.9 und 4.10 am Beispiel von ALOS PALSAR erkennen, da hier lediglich 15 Szenen zur Ermittlung der pixelbasierten Kohärenz zur Verfügung standen.

Ein weiteres Nebenergebnis der hier verfolgten Auswertestrategie ist die Ermittlung von Deformationsgebieten. Die Ergebnisse für die atmosphärische Phasenverschiebung jeder Szene enthalten neben dem atmosphärischen Signal auch die gemittelten Anteile von langandauernden Bodenbewegungen (s. hierzu auch Kapitel 4.2.3). Diese korrelieren miteinander zeitlich, wohingegen die atmosphärischen Signale verschiedener Zeitpunkte keine Korrelation untereinander zeigen. Bei der pixelbasierten Mittelung aller abgeleiteten atmosphärischen Ergebnisse ergibt sich daher für die atmosphärischen Signale ein Mittelwert von null und lediglich die Anteile des mittleren zeitlichen Höhenänderungssignals  $\psi_{defo}$  bleiben übrig (siehe rechter Teil in Abbildung 4.1). Vor der Mittelung werden sämtliche Phasenwerte der ersten Hälfte des zeitlich sortierten Stapels an atmosphärischen Phasenverschiebungen mit  $-1$  multipliziert, so dass die Deformationssignale alle ein identisches Vorzeichen besitzen.

Mit dieser Vorgehensweise ist es nicht möglich, absolute Werte für Höhenänderungen zu erhalten. Vielmehr erscheinen aufgrund von zeitlichen Phasenmehrdeutigkeiten in Gebieten mit höheren Deformationsraten die Mittelwerte sogar zufällig. Dennoch lassen sich mit diesem Ergebnis die äußeren Grenzen des Einflussbereichs von Deformationsgebieten deutlich erkennen, da diese in der Regel nur sehr geringe Deformationsraten aufweisen. Somit ist dieses Ergebnis sehr hilfreich, um Hinweise auf das Vorhandensein von Deformationsgebieten mit geringen Höhenänderungsraten zu erhalten. Besonders gut funktioniert dies im Bereich des Braunkohlebergbaus, der in der Regel nur sehr kleine Deformationsraten um die 1 cm pro Jahr verursacht, wodurch es selten zu Phasenmehrdeutigkeiten kommt. Aber auch im Bereich des Steinkohlentiefbaus konnte das Ergebnis verwendet werden, um die Einflussbereiche von Deformationsgebieten zu erfassen. In dieser Arbeit wurde dieses Ergebnis genutzt, um Deformationsgebiete auszumaskieren, damit die Deformationssignale nicht in die statistische Auswertung des Atmosphärensignals eingehen.

Abbildung 4.9 zeigt Beispiele für die ermittelten Deformationssignale im Süden von Leipzig für TerraSAR-X, ENVISAT ASAR und ALOS PALSAR. Beim Vergleich der Ergebnisse ist zu beachten, dass diese auf Datenstapeln unterschiedlicher Zeitspannen beruhen (s. Tab. 1.1). Folglich kann ein Gebiet im Zeitraum 2005 – 2010 (ENVISAT) durchaus eine andere Bewegung zeigen, als im Zeitraum 2009 – 2011 (TerraSAR-X). Besonders deutlich wird dies im Stadtgebiet von Leipzig, wo es durch den Bau des City-Tunnels zu Höhenänderungen infolge von Grundwasserentzug kam. In den

TerraSAR-X Daten ist hier lediglich noch die Hebung durch den nachfolgenden Grundwasserwiederanstieg zu beobachten. Demgegenüber ist in der ENVISAT Zeitreihe der gesamte Bewegungsverlauf enthalten (zunächst Senkung, anschließend Hebung), wodurch sich im Mittel eine fast ausgeglichene Höhenänderung (leichte Senkung) ergibt. Im Falle einer zeitlich nichtlinearen Höhenänderung kann folglich das Deformationsergebnis das Fehlen von Höhenänderungen vortäuschen.



**Abb. 4.9: Beispiele für ermittelte Deformationsgebiete im Braunkohlebergbauegebiet südlich von Leipzig**

Abbildung 4.10 zeigt ein weiteres Beispiel für das Deformationsergebnis. Hier ist ein durch Steinkohlentiefbau verursachtes Senkungsgebiet im Bereich des östlichen Ruhrgebietes dargestellt. Dieses weist in seinen beiden Zentren starke Höhenänderungen auf, weswegen hier Pixel aufgrund einer niedrigen pixelbasierten Kohärenz ausmaskiert wurden. Der Randbereich der Senkungsmulden ist jedoch eindeutig erkennbar.

Für die Darstellungen in Abbildung 4.9 und 4.10 wurden Pixel mit einer niedrigen pixelbasierten Kohärenz ausmaskiert. Bei den auf ALOS PALSAR Daten basierenden

Beispielen ist zu beobachten, dass die pixelbasierte Kohärenz aufgrund der geringen Anzahl von Szenen statistisch nicht sehr gesichert ist und folglich auch vermehrt „unsinnige“ Pixel auf Feldern und in Wäldern (wie beispielsweise im Bereich der eingekreisten Flächen in Abb. 4.9 links unten) als Höhenänderungen dargestellt werden.

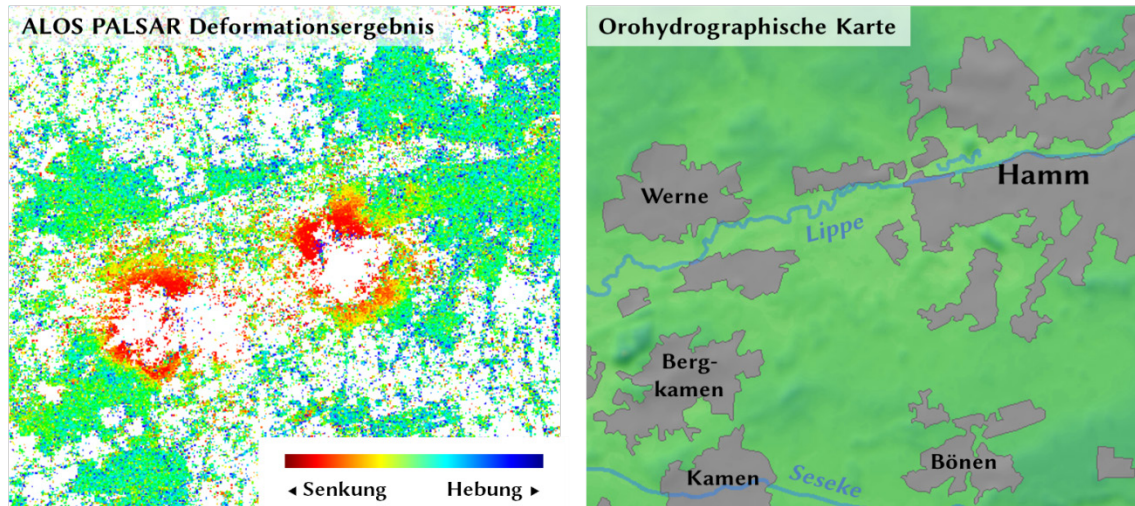


Abb. 4.10: Beispiel für die Ermittlung des Einflussbereichs eines Senkungsgebietes mit ALOS PALSAR im östlichen Ruhrgebiet

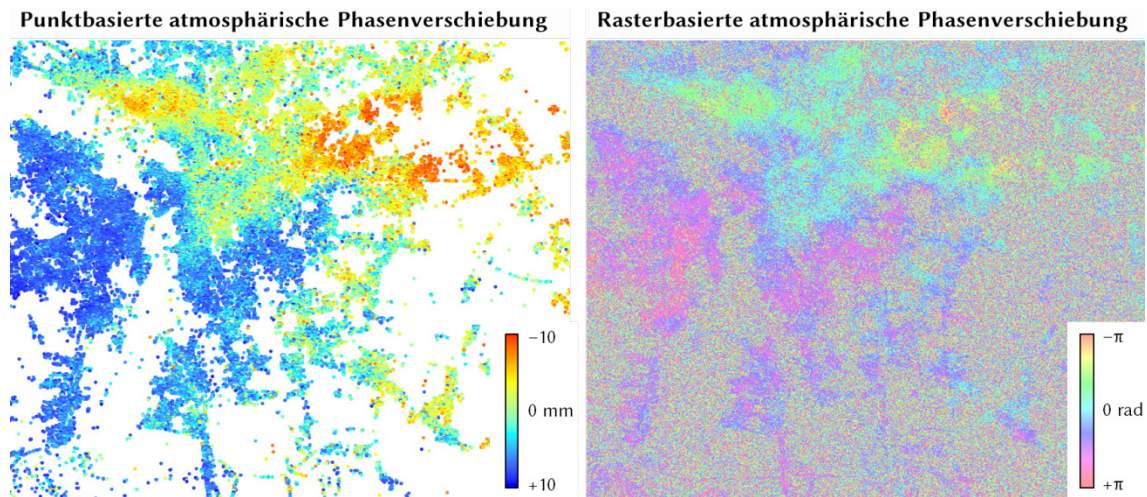
Zu beachten ist, dass es sich bei den räumlichen Darstellungen der Deformationsgebiete um die Ergebnisse einer zeitlichen Mittelung handelt. Aus diesem Grund wird die Lage von Senkungsmulden möglicherweise nicht korrekt dargestellt, sofern diese sich mit der Zeit verlagern, wie dies beim Steinkohlenbergbau oft der Fall ist.

#### 4.2.6 Anwendbarkeit des Verfahrens auf punktbasierte und rasterbasierte differentielle Interferogramme

Im Folgenden soll exemplarisch gezeigt werden, dass sich das beschriebene Verfahren prinzipiell auch für die punktbasierte Interferometrie (PSI) eignet. Die in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse wurden jedoch auf der Grundlage von rasterbasierten Interferogrammen erzeugt, da diese meist einen optisch „schöneren“ Eindruck bieten und sich einfacher weiterverarbeiten lassen. Auch die meisten in Kapitel 5.2 entwickelten Parameter zur Beschreibung eines atmosphärischen Zustands basieren auf einem regelmäßigen Raster von Messwerten und wurden daher auf der Grundlage von rasterbasierten DInSAR Ergebnissen erzeugt. Voraussetzung für die Anwendung des Verfahrens auf punkthafte Daten ist, dass auch hier sämtliche möglichen Kombinationen an differentiellen Punktinterferogrammen berechnet werden. Bei der Verwendung von PSI Daten hat es sich als hilfreich herausgestellt, vorher eine Höhenkorrektur für jeden PS Punkt anhand einer zweidimensionalen Regressionsanalyse über die senkrechte Basislinie und die Zeit zu schätzen. Diese Regression wurde basierend auf einem Interferogrammstapel mit nur einer einzigen Referenzszene durchgeführt. Nach die-



sem Schritt sind die Ergebnisse der atmosphärischen Phasenverschiebung deutlich weniger verrauscht. Zusätzlich ermöglicht die vorherige Regressionsanalyse eine Verringerung der Anzahl der PS Punkte durch den Ausschluss von Punkten mit einer hohen Standardabweichung. Im Anschluss erfolgt die Berechnung wie bei den rasterbasierten Eingabedaten.



**Abb. 4.11: Vergleichende Gegenüberstellung von punktbasierter (links) und rasterbasierter atmosphärischer Phasenverschiebung (rechts) im Südosten von Leipzig, basierend auf dem ENVISAT ASAR Stapel, Zeitpunkt 11.06.2009**

Abbildung 4.11 zeigt einen Vergleich zwischen einer punktbasierten und einer rasterbasierten atmosphärischen Phasenverschiebung. Die Phasenwerte des punktbasierten Ergebnisses wurden zwecks besserer Darstellung bereits abgewickelt und als absolute Verschiebungsbeträge in LOS dargestellt. Die Ergebnisse beruhen auf dem ENVISAT ASAR Datenstapel, dargestellt wurde der südöstliche Bereich von Leipzig zum Zeitpunkt 11.06.2009. Weitere vergleichende Beispiele, basierend auf dem TerraSAR-X Datenstapel, sind in Abbildung 5.4 (Kapitel 5.1.3) dargestellt. Die Vergleiche zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen den raster- und punktbasierten Ergebnissen. Unterschiede ergeben sich in dekorrelierten Bereichen, welche in den rasterbasierten Ergebnissen verrauscht dargestellt sind, bei der punktbasierten Darstellung jedoch keine Punktinformationen aufweisen.

Analog zu der punkthaften atmosphärischen Phasenverschiebung lassen sich natürlich auch die Ergebnisse der pixelbasierten Kohärenz sowie des gemittelten Deformationssignals punkthaft berechnen und darstellen.

#### 4.2.7 Verwendung der Ergebnisse zur Reduzierung von Atmosphäre aus SLC Daten

Aufgrund der beschriebenen Fehlereinflüsse eignen sich die ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen nicht zu einer direkten Korrektur von SLC Daten. Aus der Subtraktion würde ein Ergebnis ähnlich Abb. 4.4 E resultieren, in dem nahezu alle Phasenbestandteile entfernt sind (auch ein Großteil der gesuchten Deformationssignale). Dennoch ist es möglich, die Daten zu einer Korrektur zu verwenden.

Hierzu müssen zunächst alle detektierten Deformationsgebiete, sowie Bereiche mit deutlichen Höhenfehlern ausmaskiert werden. Anschließend wird der niedrigfrequente Phasenanteil ermittelt. Hierzu bietet sich beispielsweise eine Tiefpassfilterung (bspw. Mittelwertfilterung nach Anhang B) mit einem runden oder elliptischen Filterkernel an. Sinnvolle Kernelgrößen liegen im Bereich zwischen  $10 \times 10$  und  $30 \times 30 \text{ km}^2$ . Die Wahl einer kleineren Filtergröße muss mit Vorsicht erfolgen, damit Deformationsgebiete nicht beeinflusst werden. Generell besteht bei dieser Vorgehensweise die potenzielle Gefahr, dass großräumige Deformationsgebiete in der Größenordnung des Filterkernels herausgefiltert werden.

Anschließend können die gefilterten Phasenwerte durch Interpolation in die Auflösung der SLC Szenen gebracht und von den SLC Daten subtrahiert werden.

Der große Vorteil der beschriebenen Vorgehensweise ist, dass die Tiefpassfilterung nicht direkt an einer Vielzahl von differentiellen Interferogrammen durchgeführt werden muss. Diese zeigen oftmals eine komplizierte Überlagerung von zwei atmosphärischen Zuständen und weisen zudem je nach Basislinie eine mehr oder weniger starke geometrische Dekorrelation, und zusätzlich Phasentrends durch Orbitfehler auf. Stattdessen wird jeder Zeitpunkt individuell korrigiert, und anschließend darauf aufbauend wieder alle (nun korrigierten) differentiellen Interferogrammkombinationen berechnet.

Mit den oben angegebenen Filtergrößen werden bei Weitem nicht alle atmosphärischen Strukturen aus den Daten vollständig entfernt. Dennoch wirkt sich die Entfernung der großräumigen atmosphärischen Strukturen, sowie die Entfernung der beispielsweise durch Orbitfehler hervorgerufen Phasentrends aus den SLC Daten positiv auf die nachfolgenden Auswerteverfahren der differentiellen Interferometrie aus.

Zum Beispiel können die so korrigierten SLC Daten direkt für die Persistent Scatterer Interferometrie verwendet werden. Hier bringen sie bei Verwendung der Gamma Software den Vorteil, dass auf die fehleranfällige kachelbasierte Auswertung mit sogenannten Patches verzichtet werden kann.

Bei Anwendung von Stapelungsverfahren (Stacking) wird durch die vorherige Korrektur der Interferogramme die Auswertung großer Gebiete erleichtert und der Prozess der Phasenabwicklung in der Regel weniger fehleranfällig.



# 5 Beobachtete Ausprägungen der Atmosphäre in Radardaten

*Der Natur gegenüberzustehen und seinen Scharfsinn an ihren Rätseln zu erproben, gibt dem Leben einen ungeahnten Inhalt.*

– ALFRED WEGENER, Logbucheintrag

## 5.1 Beispielhafter Vergleich der ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen mit Wetterdaten

### 5.1.1 Vergleich mit optischen Satellitenbilddaten

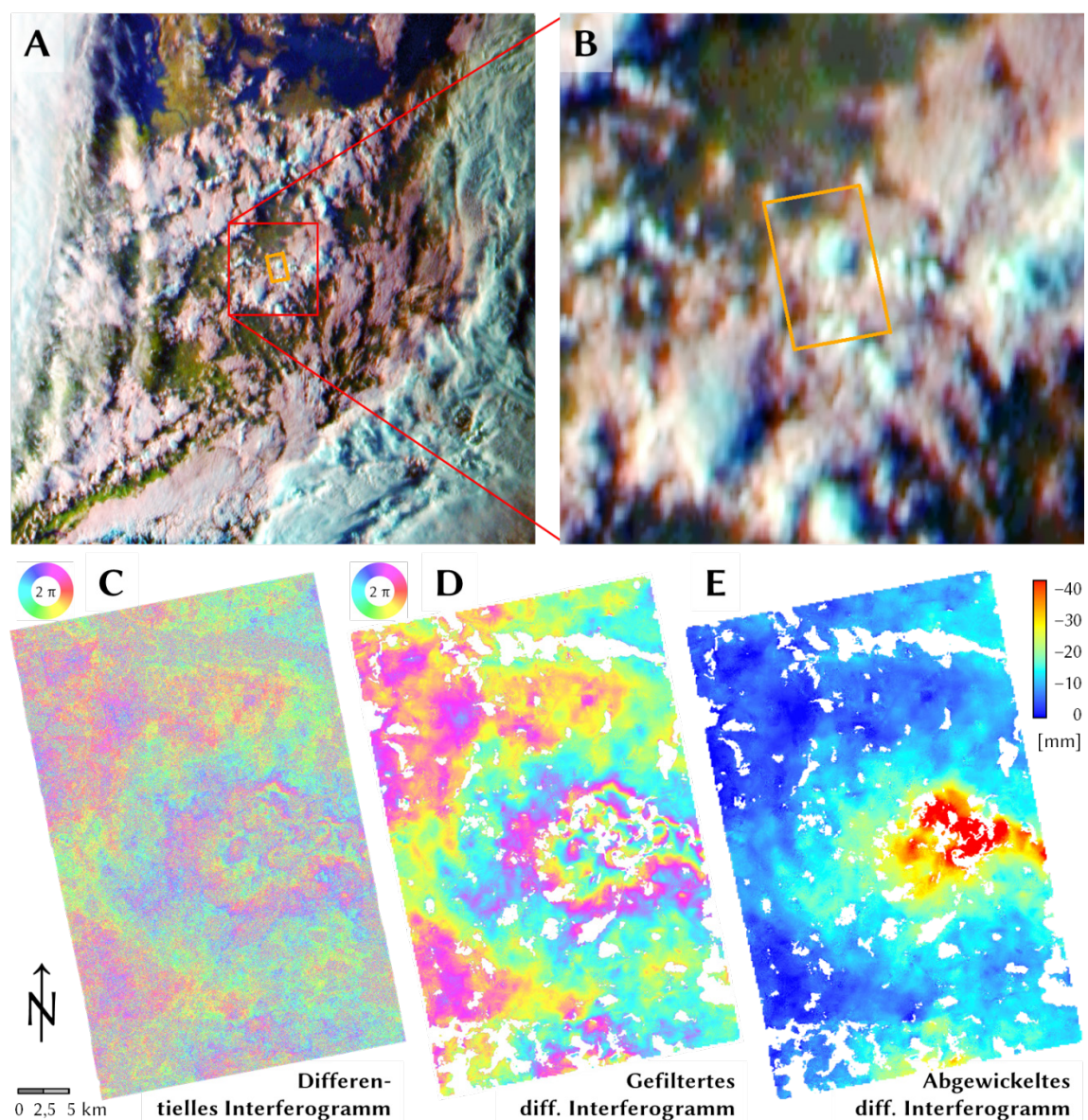
Wenn mit der in Kapitel 4 beschriebenen Vorgehensweise die atmosphärischen Phasenverschiebungen sämtlicher Radarszenen eines Datenstapels bestimmt worden sind, stellt sich die Frage, ob die Beobachtungen mit dem Wetter zu einem Zeitpunkt übereinstimmen. Hierzu werden Fernerkundungsdaten von geostationären METEOSAT Wettersatelliten verwendet. Für den Vergleich mit ENVISAT ASAR Ergebnissen stehen zusätzlich für einzelne Zeitpunkte Daten des optischen Sensors MERIS an Bord von ENVISAT zur Verfügung. Mit diesen Fernerkundungsdaten wird im Folgenden ein rein visueller Vergleich durchgeführt. Die Berechnung einer Korrelation zwischen optischen Daten und Radardaten, oder gar die Korrektur der Radardaten durch optische Daten erweist sich aus den folgenden Gründen als schwierig, aufgrund dessen diese Vorgehensweise hier nicht weiter verfolgt wurde. Die Gründe hierfür sind:

- » Stark unterschiedliche geometrische Auflösungen der Daten: Aktuelle geostationäre Satelliten besitzen derzeit eine geometrische Auflösung von ca. 3 km (multispektral) bzw. 1 km (panchromatisch) im Bereich des Äquators. Zu den Polen hin nimmt die Auflösung weiter ab. Das bedeutet im Vergleich zu den hier verwendeten SAR Daten eine um mindestens den Faktor 50 bis 500 schlechtere Auflösung. Wettersatelliten mit einer polaren Umlaufbahn besitzen eine höhere geometrische Auflösung von mehreren hundert Metern, allerdings bei einer schlechten zeitlichen Bildwiederholrate von mehreren Stunden.
- » Differierende Aufnahmezeitpunkte: Geostationäre Satelliten nehmen in der Regel alle 15 Minuten eine Szene auf, was einen maximalen zeitlichen Abstand von 7 Minuten ergibt. Bereits bei dem Jahresmittelwert der Windgeschwindigkeit in Leipzig von 9,2 km/h (Quelle: WetterOnline Klima Rechner) werden Wolken innerhalb von 7 Minuten um einen Kilometer versetzt
- » Stark abweichende Aufnahmegeometrien der Sensoren: SAR Sensoren blicken üblicherweise aus östlichen oder westlichen Richtungen unter einem Einfallswinkel von 20° bis 45° durch die Wolken. Somit erscheinen Wolken in den SAR Daten je nach Wolkenhöhe über der Erdoberfläche in Entfernungsrichtung versetzt. Demgegenüber erfassen geostationäre Satelliten im Bereich der Untersuchungsgebiete Wolken unter einem Blickwinkel von ca. 59° – 60° aus südlicher Richtung. Die Wolken werden hier je nach Wolkenhöhe  $h_{\text{Wolke}}$  nordwärts um ca.  $1,73 \cdot h_{\text{Wolke}}$  versetzt (in Anlehnung an HANSSEN et al., 2001)
- » Optische Sensoren erfassen im Allgemeinen nur die Oberfläche des obersten Stockwerks von Wolken, der Aufbau innerhalb der Wolken und deren Mächtigkeiten ist aufgrund von Absorption in einer Wolke nur schwer zu ermitteln (siehe MAYER, 2010). Radarsensoren durchdringen hingegen die Wolke vollständig und erfassen somit die Beeinflussung sämtlicher Wolkenschichten
- » Nach HANSSEN et al. (2001) beträgt die Positionierungsgenauigkeit von METEOSAT ein halbes Pixel, was zu einem zusätzlichen Versatz der Wolken um wenige Kilometer führen kann

Die METEOSAT Satelliten der zweiten Generation (METEOSAT Second Generation, MSG) erfassen alle 15 Minuten ein Bild der ihnen zugewandten Erdhemisphäre. Der seit 2006 auf einer geostationären Orbitalposition bei 0° östlicher Länge operierende Meteosat 9 liefert alle 15 Minuten eine Aufnahme der ihm sichtbaren Hemisphäre. Seit 2008 arbeitet Meteosat 8 in dem sogenannten „Rapid Scan Modus“, in dem Europa alle 5 Minuten erfasst wird, ausgehend von einem geostationären Orbit bei einer geographischen Länge von 9,5° Ost. MSG hat insgesamt 13 Spektralkanäle im Spektralbereich zwischen 0,6 und 13,4  $\mu\text{m}$ , davon ein panchromatischer Kanal mit höherer geometrischer Auflösung im Bereich des sichtbaren Lichts. Die geometrische Auflösung beider Satelliten liegt bei den multispektralen Kanälen bei etwa  $3 \times 3 \text{ km}^2$ , im Bereich des Satellitenfußpunktes (Äquator). Im Bereich von Leipzig beträgt die Auflösung ca. 4,8 km. Der panchromatische Kanal besitzt eine dreifach höhere Auflösung.



Zur Visualisierung wurden die METEOSAT Daten nach COMBAL & NOEL (2009) mit Hilfe eines selbstentwickelten IDL Programms in ein geographisches Koordinatensystem projiziert und dabei auf eine Auflösung von 500 m interpoliert. Tagsüber wurde die Kanalkombination 1,6/0,8/0,6  $\mu\text{m}$  für die Darstellung in rot/grün/blau verwendet, wobei die Auflösung der drei Kanäle mithilfe des panchromatischen Kanals verbessert wurde. Nachts wurde der invertierte Infrarotkanal bei 10,8  $\mu\text{m}$  benutzt. Zudem wurden die Wasserdampfkanäle bei 6,2  $\mu\text{m}$  und 7,3  $\mu\text{m}$  untersucht. Die Auflösung des Infrarotkanals und der Wasserdampfkanäle kann jedoch aufgrund der längeren Wellenlänge nicht mit dem panchromatischen Kanal verbessert werden. Aufgrund der deutlich geringeren Auflösung konnte keine Übereinstimmung mit den in SAR Daten beobachteten Phasenverschiebungen nachgewiesen werden.



**Abb. 5.1:** Vergleich zwischen METEOSAT MSG (A und B) und der atmosphärischen Phasenverschiebung von TerraSAR-X Ascending zum Zeitpunkt 04.04.2011 (C – E). Der Abdeckungsbereich der SAR Szene (C – E) ist in den Bildern A und B durch ein gelbes Rechteck dargestellt

Abbildung 5.1 zeigt exemplarisch den Vergleich zwischen einer METEOSAT Aufnahme und der nahezu zeitgleichen SAR Aufnahme von TerraSAR-X Ascending vom 04.04.2011. Bildbereich A in Abbildung 5.1 zeigt die vorherrschende Großwetterlage im Bereich von Deutschland. Niedrige und mittelhohe Wolken erscheinen in gräulich-weißen Farbtönen, die gegen Sonnenauf- oder -untergang auch rötliche Farbtöne annehmen können. Sehr hochreichende Cumulonimbuswolken (in der Regel Gewitter) oder Cirrusbewölkung, welche aus Eispartikeln bestehen, treten in cyanfarbenen bis bläulichen Farbtönen auf (ebenfalls Schneebedeckung). Nebelgebiete erscheinen oftmals rötlich bis rosafarben, die unbewölkte Erdoberfläche wird in grünlichen bis bräunlichen Farbtönen abgebildet. Zu beobachten ist, dass sich zum Zeitpunkt der TerraSAR-X Aufnahme im Süden von Leipzig eine kräftige Gewitterzelle mit bläulichem Eisschirm befindet. Diese führt in den SAR Daten zu einer starken Phasenverschiebung um bis zu  $-5$  cm (Wellenverzögerung) in ihrem Zentrum im Vergleich zu ihrer Umgebung. Im Süden der SAR Szene deutet sich bereits der Rand der nächsten Gewitterzelle an, welche ebenfalls in der METEOSAT Aufnahme (B) zu erkennen ist.

Weitere Beispiele für den Vergleich zwischen METEOSAT Daten und der atmosphärischen Phasenverschiebung in SAR Daten sind in Anhang D aufgeführt.

Zudem wurde der optische Sensor MERIS an Bord von ENVISAT für einen visuellen Vergleich mit den atmosphärischen Phasenverschiebungen in den ENVISAT ASAR Daten verwendet. Dieser besitzt gegenüber METEOSAT MSG folgende Vorteile:

- » Exakt identischer Aufnahmezeitpunkt wie die ENVISAT ASAR Daten, dadurch keine Verschiebung durch die Bewegung der Wolken
- » Blickrichtung und -winkel identisch wie beim ASAR Sensor, dadurch kein unterschiedlicher räumlicher Versatz der Wolken
- » Höhere geometrische Auflösung von  $260 \times 300 \text{ m}^2$  im Nadirbereich des Sensors (Full Resolution Product), das heißt lediglich eine um etwa den Faktor 15 schlechtere Auflösung als die ASAR Daten

Die ENVISAT MERIS Daten wurden mit der Software ENVI in geographische Koordinaten transformiert. Von den 15 Spektralkanälen im Bereich  $0,39 - 1,04 \mu\text{m}$  wurde lediglich Kanal 9 bei  $0,708 \mu\text{m}$  verwendet, sowie die aus MERIS Daten abgeleiteten Produkte „Cloud Albedo“ und „Water Vapour“. Das Produkt Water Vapour zeigt nur bei wolkenfreien Bedingungen den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre an (LI, 2006). Die allgemein schwachen atmosphärischen Phasenverschiebungen unter den seltenen wolkenfreien Bedingungen zeigten in den für diese Arbeit verfügbaren MERIS Daten keine Übereinstimmung mit dem von MERIS gemessenen Wasserdampfgehalt.

Mehrere Vergleiche zwischen ENVISAT MERIS und der atmosphärischen Phasenverschiebung in ENVISAT ASAR Daten werden in Anhang D gegeben. An dieser Stelle soll Abbildung 5.2 exemplarisch einen Eindruck für die Daten des Sensors MERIS vermitteln. Zugleich soll hiermit der Unterschied zwischen ENVISAT MERIS und ME-



TEOSAT MSG verdeutlicht werden. Die MERIS Aufnahme in Bild A vermittelt einen Überblick über die zum 16.07.2009 vorherrschende Wetterlage, überwiegend bestehend aus kleinerer Cumulusbewölkung, die bereichsweise größere Wolkenstraßen bilden. Bild B zeigt den gleichen Ausschnitt wie Bild A, jedoch mit Daten von METEOSAT MSG, welcher die kleinräumigen Wolken aufgrund der geringeren Bodenauflösung nur unzureichend vermittelt.

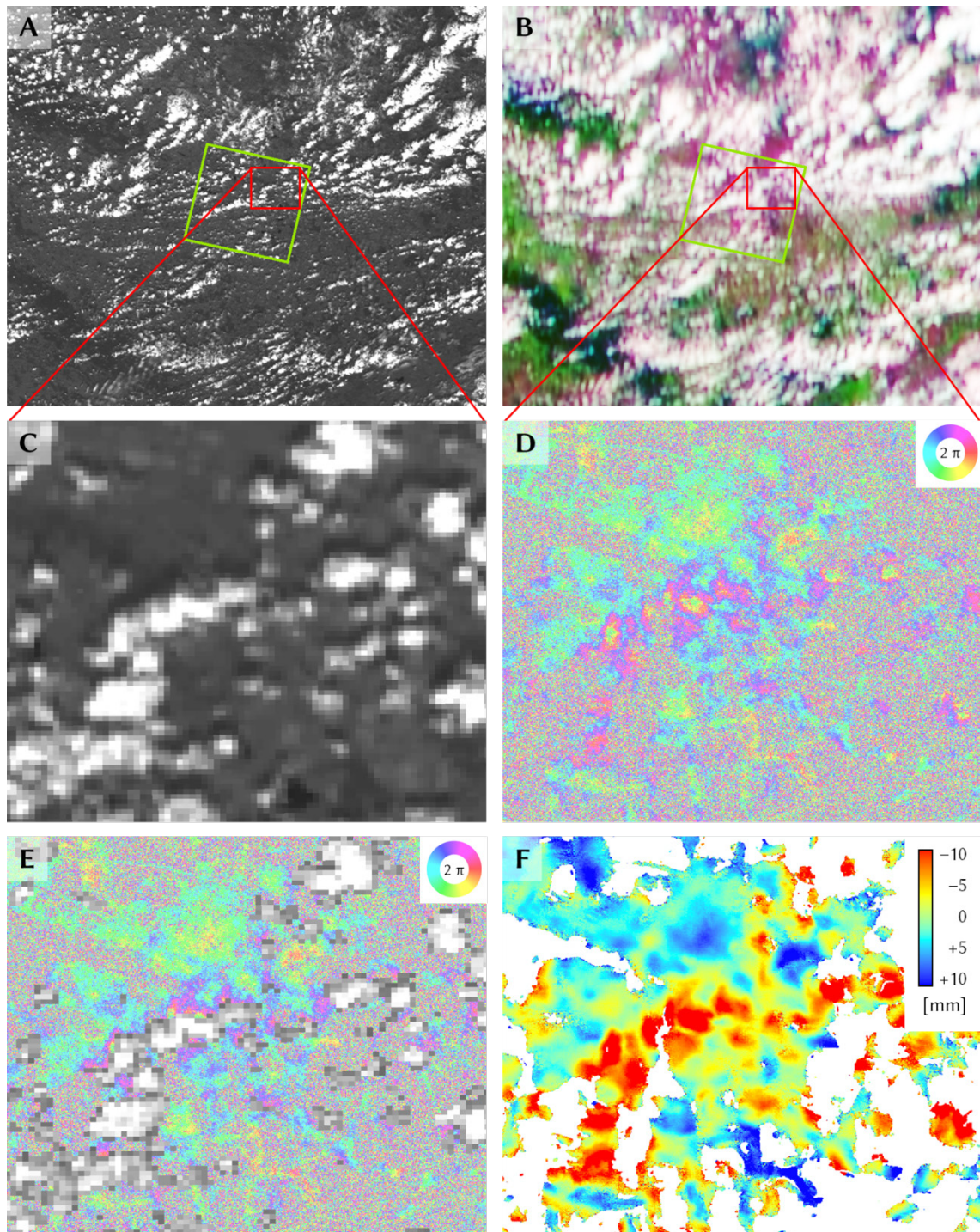


Abb. 5.2: Vergleich zwischen ENVISAT MERIS Kanal 9 (A, C und E), METEOSAT MSG (B) und atmosphärischer Phasenverschiebung ermittelt mit ENVISAT ASAR (D – F) zum Zeitpunkt 16.07.2009 für den Bereich des roten Rechtecks. Das grüne Quadrat stellt den Abdeckungsbereich des ausgewerteten ENVISAT ASAR Ausschnitts dar

Die Bilder C bis F in Abbildung 5.2 zeigen eine Vergrößerung des roten Kastens in den Bildern A und B. Dieser Bereich zeigt einen Großteil der Stadt Leipzig. Bild C stellt erneut Kanal 9 von ENVISAT MERIS dar. Bild D zeigt für den identischen Ausschnitt die mit ENVISAT ASAR ermittelte atmosphärische Phasenverschiebung. Diese wurde im Bild E mit dem ENVISAT MERIS Produkt „Cloud Albedo“ überlagert. Bild F zeigt schließlich als Endprodukt die abgewickelten Phasenwerte, umgerechnet in Verschiebungsbeträge entlang LOS Richtung in Millimetern.

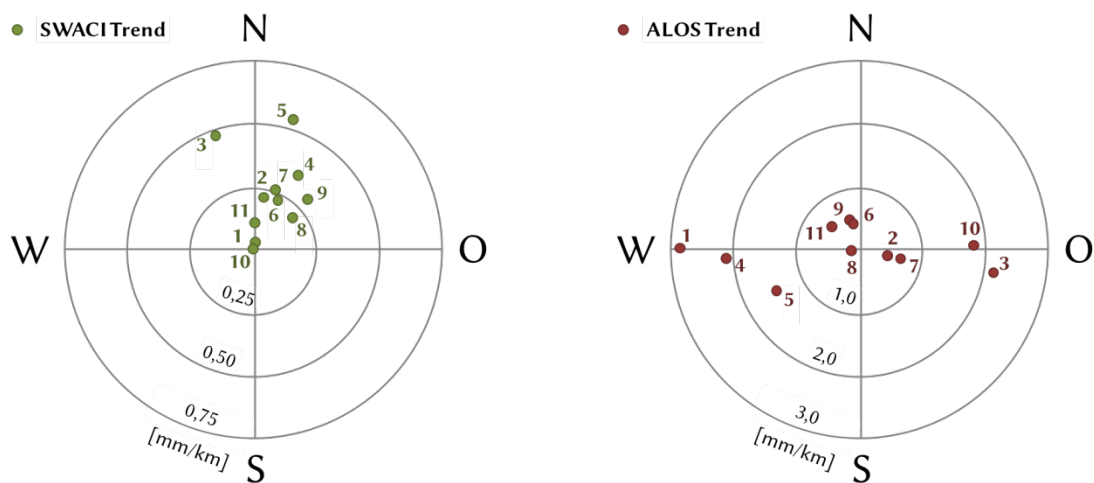
Abbildung 5.2 zeigt interessanterweise nicht nur die erwartete Pfadverlängerung durch den Einfluss der Wolken, welche sich in negativen Werten von bis zu  $-25$  mm äußern, und damit bei der Ermittlung von Höhenänderungen eine Senkung vortäuschen würden. Zusätzlich existieren zwischen den Wolken Bereiche mit positiven Werten bis leicht über  $10$  mm, die eine relative Pfadverkürzung in diesen Bereichen bedeuten (entsprechend einer Hebung). Über die Ursache für die Pfadverkürzung kann hier nur spekuliert werden. Entweder sind die Bereiche mit Pfadverlängerung größer als die mit MERIS beobachteten Wolkenflächen, oder zwischen den Wolken befinden sich möglicherweise Bereiche mit einem geringeren Brechungsindex (vgl. hierzu auch die Anmerkungen zu Thermik in Kapitel 2.4).

### 5.1.2 Vergleich mit Ionosphären Daten

Wie in Kapitel 2.3 beschrieben, führt die Elektronendichte in der Ionosphäre zu refraktionsbedingten Phasenverschiebungen. Daher wurde untersucht, in wieweit mit Karten über die Verteilung der Gesamtelektronenzahl (TEC) eine Korrektur differentieller Interferogramme möglich ist. Beispielsweise weisen eine Vielzahl der differentiellen Interferogramme der drei ALOS Datenstapel Phasentrends auf, die durch die Ionosphäre hervorgerufen sein könnten.

Verwendet wurden TEC Karten, die im Zuge des SWACI Forschungsprojektes vom DLR erzeugt wurden (vgl. <http://swaciweb.dlr.de/>). Die TEC Werte wurden anhand einer Vielzahl von Code- und Trägerphasenmessungen von GNSS Satelliten erzeugt, wobei die Unterschiede zweier Frequenzbereiche im L-Band verwendet werden. Die Daten standen in einem zeitlichen Abstand von 30 Minuten für den Bereich  $-20^{\circ}$  bis  $60^{\circ}$  E und  $32,5^{\circ}$  bis  $70,0^{\circ}$  N zur Verfügung. Die räumliche Auflösung der Daten beträgt  $2,5^{\circ}$  geographischer Breite und  $5,0^{\circ}$  geographischer Länge. Für 11 der 13 ALOS Szenen im Bereich der Leipziger Tieflandsbucht standen SWACI Daten zur Verfügung. Anhand dieser Daten wurden Einfallsrichtung und Gefälle der Trendfläche für den Bereich von Leipzig ermittelt und mit den aus den Radardaten ermittelten atmosphärischen ebenen Trendflächen verglichen. Der Vergleich ist in Abbildung 5.3 dargestellt, die zugrunde liegenden Trendwerte können der Tabelle in Anhang C entnommen werden.

Bereits der visuelle Vergleich zwischen SWACI Trends und ALOS Trends zeigt deutlich, dass keinerlei Übereinstimmung besteht. Die SWACI Trendflächen fallen durchschnittlich in Richtung Nordnordost ein, wohingegen die ALOS Trendflächen nach Osten oder nach Westen gerichtet sind. Auch die Beträge der ermittelten Trends in [mm/km] unterscheiden sich deutlich. So ist das Gefälle der ALOS Trendflächen um bis zu sechs Mal stärker als das von SWACI. Das Einfallen der SWACI Oberfläche nach NNO deckt sich hingegen gut mit dem bei einem Sonnenstand um 21:30 UTC erwarteten Verlauf der Elektronendichte der Ionosphäre. Kleinräumigere ionosphärische Störungen wie MSTID (s. Kap. 2.3) lassen sich aufgrund der großen Rasterweite der SWACI Daten nicht auflösen.



**Abb. 5.3: Darstellung des Vergleichs der SWACI Ionosphärentrends (links) mit den beobachteten ALOS Trends (rechts) im Gebiet Leipzig (beachte unterschiedliche Skalierung)**

Es ist zu vermuten, dass neben den ionosphärischen Ursachen auch Orbitfehler in den Positionsdaten des Satelliten zu zusätzlichen Trends in den ALOS Daten geführt haben. Dies würde auch den in Ost-West gerichteten Verlauf der Trends erklären, da Fehler in der Bestimmung der senkrechten Basislinie aufgrund von ungenauen Orbitdaten vor allem zu Phasenrampen in Entfernungsrichtung führen. Wie in Kapitel 4.2.3 erläutert, lassen sich die durch Orbitfehler bedingten Trends nicht von atmosphärisch verursachten Trends trennen. Bei den nachfolgenden statistischen Vergleichen werden die Trends zuvor aus den Daten entfernt (s. Kap. 5.2).

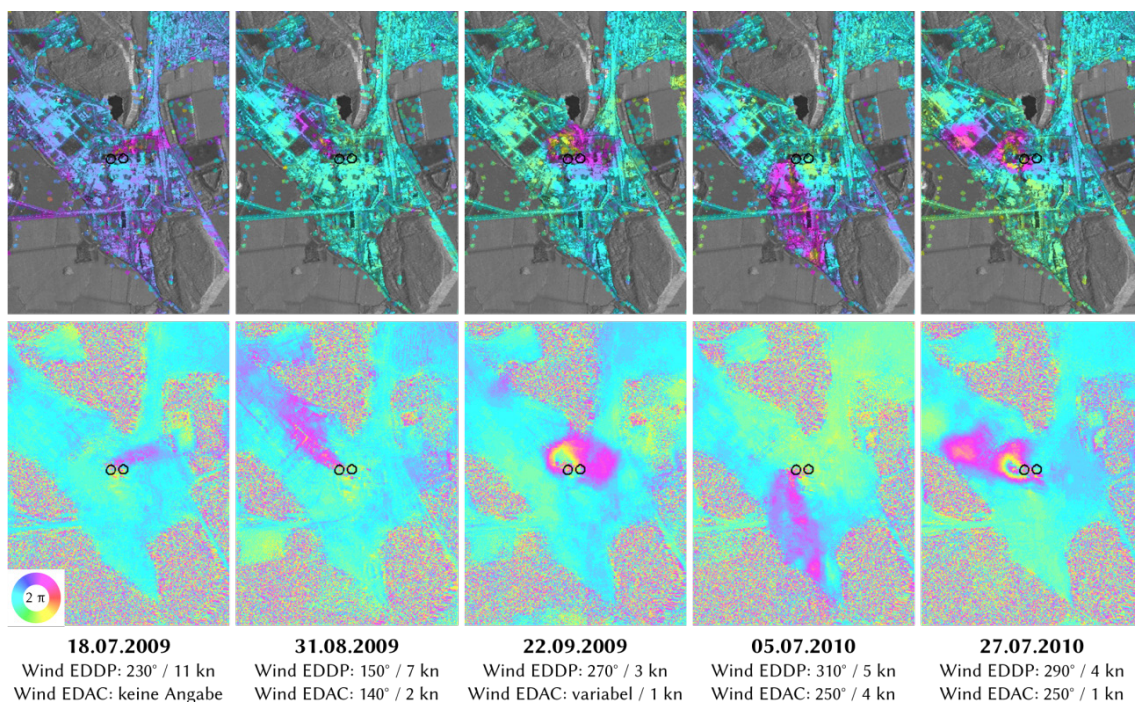
### 5.1.3 Vergleich mit Winddaten

Die detektierte atmosphärische Phasenverschiebung lässt sich auch mit Winddaten vergleichen. Voraussetzung hierfür sind atmosphärische Strukturen, deren Ausrichtung sich mit dem Windeinfluss ändert. Hierfür eignen sich Abgasfahnen eines Kraftwerks, welche in einem Braunkohlebergbauggebiet wie dem Südraum von Leipzig vermehrt anzutreffen sind. Abbildung 5.4 zeigt einen  $3 \times 4 \text{ km}^2$  großen Bereich um das



Kraftwerk Lippendorf (Gemeinde Neukieritzsch, 15 km südlich von Leipzig, Position  $51^{\circ} 11,1' \text{ N}$ ,  $12^{\circ} 22,4' \text{ O}$ ). Die Lage der zwei Kraftwerkskühltürme wurde mit schwarzen Kreisen eingezeichnet. Da die Kühltürme eine Höhe von 174,5 m über Grund besitzen, erscheinen die Abgasfahnen in den dargestellten atmosphärischen Phasenverschiebungen (TerraSAR-X Descending Szenen mit einer Blickrichtung von Osten nach Westen) zum Teil leicht nach Westen versetzt.

Dargestellt wurde die atmosphärische Phasenverschiebung von TerraSAR-X Descending zu fünf Aufnahmezeitpunkten, jeweils einmal in Form eines punktbasierten Ergebnisses (obere Reihe), sowie als rasterbasiertes Ergebnis (untere Reihe). Zudem sind in Abbildung 5.4 die Windrichtung und -stärke (in der Einheit Knoten [kn]) von zwei nahe gelegenen Flugplätzen angegeben, nämlich „Leipzig/Halle Airport“ (ICAO-Code EDDP,  $51^{\circ} 25,4' \text{ N}$ ,  $12^{\circ} 14,2' \text{ O}$ ) und „Leipzig-Altenburg Airport“ (ICAO-Code EDAC,  $50^{\circ} 58,8' \text{ N}$ ,  $12^{\circ} 30,7' \text{ O}$ ). Verwendet wurde die jeweils zeitlich nächstliegende METAR Wettermeldung, die in der Regel alle dreißig Minuten erfasst wird. Aufgrund der räumlichen Entfernung zum Kraftwerk Lippendorf (EDDP 28 km und EDAC 25 km) muss zwischen den Werten interpoliert werden.



**Abb. 5.4: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung einer Abgasfahne mit Winddaten im Bereich des Braunkohlekraftwerks Lippendorf südlich Leipzig (oben: punktbasiertes PSI Ergebnis, unten: rasterbasiertes DInSAR Ergebnis, die Lage der beiden Kraftwerkskühltürme ist durch Kreise markiert)**

Abbildung 5.4 zeigt, dass die Kraftwerksabgase in den beobachteten TerraSAR-X Szenen Phasenverschiebungen von bis zu 10 rad entsprechend 25 Millimetern bewirkt haben (zum Zeitpunkt 27.07.2010). Derart starke Phasenverschiebungen treten vor allem bei niedrigen Windgeschwindigkeiten auf, da dann die Abgasfahne nahezu

senkrecht nach oben steigt (s. a. Zeitpunkt 22.09.2009). Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten zeigt sich kaum Korrelation mit der gemessenen Windrichtung. Demgegenüber zeigt sich bei höheren Windgeschwindigkeiten ein länglich in Windrichtung verlaufender beeinflusster Bereich. Allerdings ist dann die Stärke der Phasenverschiebung auch deutlich geringer (durchschnittlich 2 rad entsprechend 5 mm). Zu berücksichtigen ist auch, dass selbst bei starkem Wind die Abgasfahne selten horizontal über Grund verläuft. Vielmehr wird sie mit zunehmender Entfernung an Höhe gewinnen. Aufgrund der schrägen Sicht des Satelliten führt dies bei nördlichen und südlichen Windrichtungen dazu, dass die Projektion der Phasenverschiebung auf die Erdoberfläche mit zunehmender Entfernung (bzw. Höhe) nach Westen versetzt erscheinen kann (dies könnte am 31.08.2009 und am 05.07.2010 der Fall sein). Bei Windstille wird die nahezu senkrecht aufsteigende Abgasfahne in Entfernungsrichtung versetzt, was bei den in Abb. 5.4 dargestellten Descending Daten einen Versatz nach Westen bedeutet.

Kraftwerksabgase besitzen zum einen eine im Vergleich zur Umgebungsluft erhöhte Temperatur, einen erhöhten Wasserdampfgehalt und eine stark veränderte Zusammensetzung, vor allem bezüglich ihres Gehalts an Kohlenstoffdioxid ( $\text{CO}_2$ ). Wie in Kapitel 2.2.1 erläutert, müsste die erhöhte Temperatur zu einer Abnahme des Brechungsindex führen, wohingegen der erhöhte  $\text{CO}_2$  Gehalt und der erhöhte Wasserdampfgehalt eine Steigerung des Brechungsindex bewirkt. Der beobachtete Farbverlauf im Bereich der Kraftwerksabgase entspricht immer dem einer Senkung (cyan – blau – magenta – rot – gelb – grün etc.), wie auch bei einer natürlichen Wolke. Dies bedeutet also in Summe eine Pfadverlängerung, was auf einen erhöhten Brechungsindex gegenüber der Umgebungsluft schließen lässt. Folglich muss der Einfluss des Wasserdampfgehalts und des  $\text{CO}_2$  Gehalts überwiegen, wohingegen die relativ zur Umgebungsluft erhöhte Temperatur der Abgase nur eine untergeordnete Rolle zu spielen scheint, da diese den anderen Effekten entgegenwirken müsste. Leider standen keine Abgasmesswerte zur Verfügung, um diese Vermutung zahlenmäßig zu verifizieren. Zudem wären evtl. auch noch weitere Einflüsse von anderen Abgasbestandteilen denkbar, deren Einfluss auf den Brechungsindex bisher nicht untersucht wurde. Weitere Beispiele für Phasenverschiebungen durch Kraftwerksabgase sind in Anhang E dargestellt.

## **5.2 Parameter zur Charakterisierung unterschiedlicher atmosphärischer Ausprägungen**

Im Folgenden sollen die atmosphärischen Phasenverschiebungen, welche mit dem in Kapitel 4.2 beschriebenen Verfahren ermittelt wurden, untersucht werden. Hierzu wurden zehn Parameter entwickelt und getestet, mit denen die originär in der Einheit Meter vorliegenden Phasenverschiebungen besser untereinander verglichen werden können. Ziel der Untersuchungen ist die Gewinnung von Parametern, mit denen die

im nachfolgenden Kapitel 5.3 beabsichtigten Vergleiche zwischen den Ausprägungen der Atmosphäre zu verschiedenen Jahreszeiten sowie zwischen unterschiedlichen Radarsensoren angestellt werden können.

Gesucht waren möglichst einfache Parameter, mit denen der atmosphärische Zustand der gesamten ausgewerteten Fläche eines Sensors zu einem Zeitpunkt ermittelt und in Form einer einfachen Zahlenangabe ausgedrückt werden kann. Die untersuchten Parameter wurden aus verschiedenen Bereichen entlehnt, welche sich mit ähnlichen Fragestellungen beschäftigen:

- » Untersuchung der Welligkeit bzw. Rauheit von Oberflächen in der Materialprüfung bzw. -produktion
- » Landschaftsanalyse bzw. (Geo-) Morphometrie, originär basierend auf digitalen Geländemodellen
- » Geostatistik
- » Mathematik

In der Materialprüfung werden mehrere Ordnungen der Gestaltabweichung von Oberflächen unterschieden. Nach DIN4760 (1977) sind dies Formabweichungen (1. Ordnung), Welligkeit (2. Ordnung, bspw. Wellen) und Rauheit (3.-5. Ordnung, bspw. Rillen, Riefen, Schuppen). Für diese Arbeit ist von Bedeutung, in wieweit die Oberfläche der atmosphärischen Phasenverschiebung von der idealen Oberfläche (ebene Fläche, also ohne Atmosphäre) abweicht, was einer Formabweichung 1. und 2. Ordnung entspricht. Die verwendeten DIN-Normen beschäftigen sich jedoch mit Rauheitsmessgrößen bei der Anwendung von elektrischen Tastschnittgeräten und sind daher nur bedingt für diese Arbeit geeignet.

Im Bereich der Landschaftsanalyse wurden ebenfalls zahlreiche Methoden entwickelt, um Oberflächen zu charakterisieren (s. bspw. WOOD, 1996). HENGEL & REUTER (2009) geben einen guten Überblick der existierenden Verfahren, welche oftmals direkt auf rasterbasierte digitale Geländemodelle angewendet werden und daher auch für die Charakterisierung einer Oberfläche der atmosphärischen Phasenverschiebung benutzt werden können.

Die in dieser Arbeit verwendeten Parameter lassen sich grob in fünf übergeordnete Kategorien einteilen, welche in den folgenden Unterkapiteln beschrieben werden:

- » Berechnung globaler statistischer Parameter
- » Analyse von Kennwerten eines empirischen Semivariogramms
- » Lokale Nachbarschaftsanalysen
- » Ermittlung eines Parameters anhand des Leistungsdichtespektrums mittels Signal- bzw. Frequenzanalyse
- » Bestimmung eines Parameters im Zusammenhang mit der Ermittlung der fraktalen Dimension



Die Berechnung der Parameter erfolgte mithilfe von IDL Programmen. Zuvor sind jedoch Vorverarbeitungsschritte nötig, um die atmosphärischen Phasenverschiebungen zwischen verschiedenen Sensoren vergleichbarer zu machen. Wie aus Tabelle 5.1 ersichtlich ist, wurden alle differentiellen Interferogramme durch eine unterschiedliche räumliche Mittelung (Multilooking) auf eine ähnliche Bodenauflösung von ca. 40 m gebracht. Die Berechnung der daraus resultierenden atmosphärischen Phasenverschiebung erfolgte ebenfalls in dieser Bodenauflösung und in der Aufnahmegeometrie der SLC Daten (in Range-Doppler-Koordinaten). Anschließend wurde über ein digitales Höhenmodell die Transformation in eine einheitliche geographische Rasterzellenauflösung von  $40 \times 40 \text{ m}^2$  eines kartesischen Koordinatensystems durchgeführt. Als Bezugssystem kamen das Gauß-Krüger-Koordinatensystem RD83 Zone 4 (Ellipsoid Bessel) im Bereich der Leipziger Tieflandsbucht, sowie die transversale Mercatorprojektion UTM Zone 32N (Ellipsoid WGS 84) im Bereich des Ruhrgebietes und der Münsterländer Tieflandsbucht zum Einsatz. Beide Systeme sind eine transversale konforme Zylinderabbildung, jedoch mit unterschiedlichem Maßstabsfaktor, Ellipsoid und Bezugsmeridian.

Anschließend erfolgte eine einheitliche Filterung der Phasenwerte mit dem adaptiven Filterprogramm `adf` der Gamma Software, welches auf einem Algorithmus von GOLDSTEIN & WERNER (1998) basiert. Dieser Filter reduziert die hochfrequenten Anteile (Rauschen) in den Daten, was hilfreich für die anschließende Phasenabwicklung ist. Zusätzlich wird eine Kohärenz berechnet, mit der sich Gebiete unterhalb eines Schwellwertes ausschließen lassen. Die Phasenabwicklung wurde mit dem Programm `mcf` der Gamma Software durchgeführt, das auf einem Minimum Cost Flow Algorithmus basiert (vgl. COSTANTINI, 1998), welches jedoch von WERNER et al. (2002) modifiziert wurde und unter anderem eine Delaunay Triangulation zur Erzeugung des Netzwerks verwendet. Anschließend wurden auf Grundlage der abgewickelten Phasenwerte Verschiebungsbeträge in LOS Richtung berechnet, wobei die Werte anhand der Radarwellenlänge von Radiant in die Einheit Meter umgerechnet wurden.

Die weitere Verarbeitung der Daten erfolgte in der Programmiersprache IDL. Um die Analyse der atmosphärischen Phasenverschiebungen nicht durch die in den Untersuchungsgebieten vorkommenden Deformationen zu beeinflussen, wurde auf Grundlage des ermittelten Deformationsergebnisses (s. Kapitel 4.2.5) mit der Software ENVI manuell eine Maske erstellt, mit der diese Bereiche ausmaskiert werden können. Zudem werden nur die zeitlich phasenstabilen Pixel anhand der ermittelten pixelbasierten Kohärenz verwendet (s. ebenfalls Kapitel 4.2.5). Hiermit werden die zu gewissen Zeitpunkten vorkommenden Phasendifferenzen bedingt durch Ackerflächen ausgeschlossen (s. Kapitel 3.2). Die verbleibenden Pixel werden wiederum räumlich gefiltert, um kleinere Lücken zu schließen. Ein eventuell vorhandener linearer Trend in den Daten wird durch Abziehen einer ebenen Trendfläche entfernt, eine wichtige Voraussetzung für viele statistische Analysen.

Die so erzeugten Daten werden anschließend mit verschiedenen Parametern untersucht, welche in den nachfolgenden Unterkapiteln beschrieben werden. Dabei wird zumeist noch ein Umrechnungsfaktor angewendet, um die Ausgangswerte in der Einheit Meter in eine geeignetere Größenordnung wie Millimeter (Faktor  $10^3 = 1.000$ ) oder Mikrometer (Faktor  $10^6 = 1.000.000$ ) umzurechnen. Beispielsweise bewirkt der Faktor  $10^6$  bei einem räumlichen Gradienten, dass sich ein Wert von  $1 \cdot 10^{-6}$  m/m in eine gebräuchlichere Größenordnung von  $1 \mu\text{m/m}$  bzw.  $1 \text{ mm/km}$  ändert.

### 5.2.1 Globale statistische Parameter

Eine einfache Möglichkeit zur Ermittlung von Atmosphärenparametern ist die globale Berechnung von statistischen Kennwerten. Die Grundlage hierfür bilden sämtliche gültigen (nicht ausmaskierten) Rasterwerte der atmosphärischen Phasenverschiebung zu einem Aufnahmezeitpunkt. Als geeignet haben sich die beiden folgenden Parameter herausgestellt:

- » Die Spannweite aller Rasterwerte (*Parameter 1 „Spannweite\_global“*), normalerweise definiert als die Differenz zwischen dem höchsten und dem niedrigsten auftretenden Werteines Datensatzes. In dieser Arbeit wird nicht die gesamte Spannweite sämtlicher vorkommenden Werte betrachtet, da diese meist durch Ausreißer verfälscht ist. Daher wird der Parameter *Spannweite\_global* über die Differenz der zwei Quantile  $Q_{98}$  und  $Q_{02}$  berechnet (siehe Formel 5.1). Eine solche Spannweite wird auch als Interquantilabstand bezeichnet. Die Quantile ergeben sich anhand der empirisch bestimmten Häufigkeitsverteilung aller gültigen Rasterwerte. So entspricht beispielsweise das Quantil  $Q_{98}$  dem Messwert einer sortierten Stichprobe, wenn 98 % aller Beobachtungen der Stichprobe einen niedrigeren Wert besitzen.

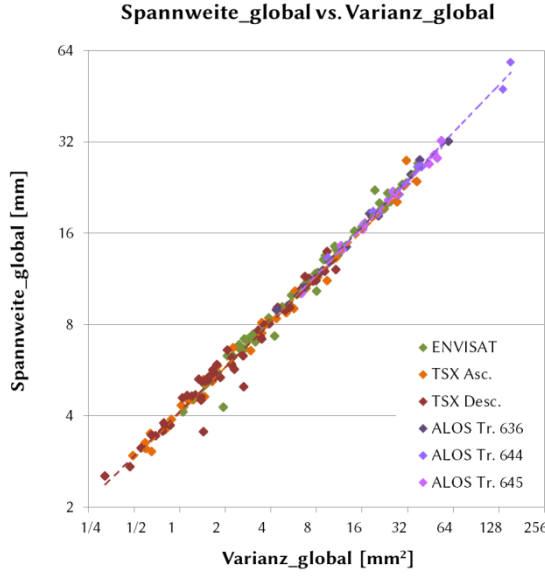
$$\text{Spannweite\_global} = Q_{98} - Q_{02} \quad (5.1)$$

- » Die Varianz aller Rasterwerte (*Parameter 2 „Varianz\_global“*) zu einem Zeitpunkt. Bei diesem Parameter wird die korrigierte Stichprobenvarianz aller  $N$  gültigen Rasterwerte  $w_1 \dots w_n$  nach Formel 5.2 berechnet. Dabei stellt  $\mu$  den arithmetischen Mittelwert aller  $N$  Rasterwerte dar ( $\mu = \Sigma w_i / N$ ):

$$\text{Varianz\_global} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (w_i - \mu)^2 \quad (5.2)$$

Zum Vergleich der Parameter werden in den folgenden Abbildungen Streudiagramme (engl. Scatterplots) gezeigt. Aufgrund der lognormalen Werteverteilung der Parameter wurden für eine bessere Darstellung beide Achsen der Diagramme logarithmisch skaliert. Die Zeitpunkte der verschiedenen Satellitendaten sind farblich kodiert (siehe Legende). Abbildung 5.5 zeigt ein Streudiagramm zwischen den beiden globalen Parametern. Zudem wurde auf Grundlage sämtlicher 174 Messwerte aller Sensoren der

empirische Korrelationskoeffizient nach PEARSON berechnet. Der so ermittelte Korrelationskoeffizient für Abbildung 5.5 beträgt 93,4 %.



**Abb. 5.5: Vergleich der globalen Parameter *Spannweite\_global* und *Varianz\_global* für sämtliche 174 Zeitpunkte aller Sensoren**

Wie in Abbildung 5.5 zu sehen ist, ähneln sich die beiden globalen Parameter stark, was auch anhand der Korrelation zu erwarten war. Lediglich der Wertebereich beider Parameter ist unterschiedlich, während die *Varianz\_global* Werte im Bereich von 0,3 bis 153,1 besitzt, verteilt sich die *Spannweite\_global* auf einen Bereich von 2,5 bis 58,6. Zudem zeigen sich sensorspezifische Unterschiede. Die niedrigsten Werte weist TerraSAR-X Descending auf, ENVISAT ASAR und TerraSAR-X Ascending liegen in einem mittleren Wertebereich, wohingegen alle drei ALOS Datensätze die höchsten Werte erreichen.

Aufgrund der starken Ähnlichkeit der beiden globalen Parameter werden alle nachfolgenden Vergleiche lediglich mit dem Parameter *Spannweite\_global* dargestellt, da dieser sich intuitiv in den Daten beobachten lässt.

### 5.2.2 Semivariogramm Parameter

Ein empirisches Semivariogramm zeigt die Varianz zwischen Messwerten in Abhängigkeit von der räumlichen Entfernung  $h$  (engl. Lag) zwischen den Messwerten in Form eines Streudiagramms an. Dabei wird die Semivarianz  $\gamma$  verwendet. Diese entspricht der halben quadrierten Differenz zwischen zwei Messwerten  $w$  an den Orten  $s_i$  und  $s_i + h$ . Der Durchschnitt aller  $N$  Semivarianzen mit identischem Lag  $h$  ergibt die empirisch bestimmte Semivarianz  $\gamma(h)$ .

$$\gamma(h) = \frac{1}{2 \cdot N(h)} \cdot \sum_{i=1}^{N(h)} [w(s_i) - w(s_i + h)]^2 \quad (5.3)$$

In dieser Arbeit wurde ein in der Programmiersprache IDL geschriebenes Programm von JAMES L. MCCREIGHT verwendet, das die Berechnung eines empirischen Semivariogramms ermöglicht (vgl. <http://cires.colorado.edu/~mccreigh/>). Das Programm ermöglicht die Berechnung sowohl isotroper als auch anisotroper Variogramme (für eine beliebige Anzahl von Richtungen). Zur Ermittlung eines möglichst einfachen Atmosphärenparameters wurden in dieser Arbeit lediglich isotrope Semivariogramme erzeugt und analysiert. Vor der Variogrammberechnung wurden die Werte in Millimeter (Faktor  $10^3$ ) umgerechnet. Des Weiteren wurde aus Gründen der Rechengeschwindigkeit die geometrische Auflösung von 40 m auf 160 m verringert, was die Berechnungszeit um den Faktor  $(4^2)^2 = 256$  verringert (bspw. 10 Minuten anstatt 42 Stunden pro Variogramm).

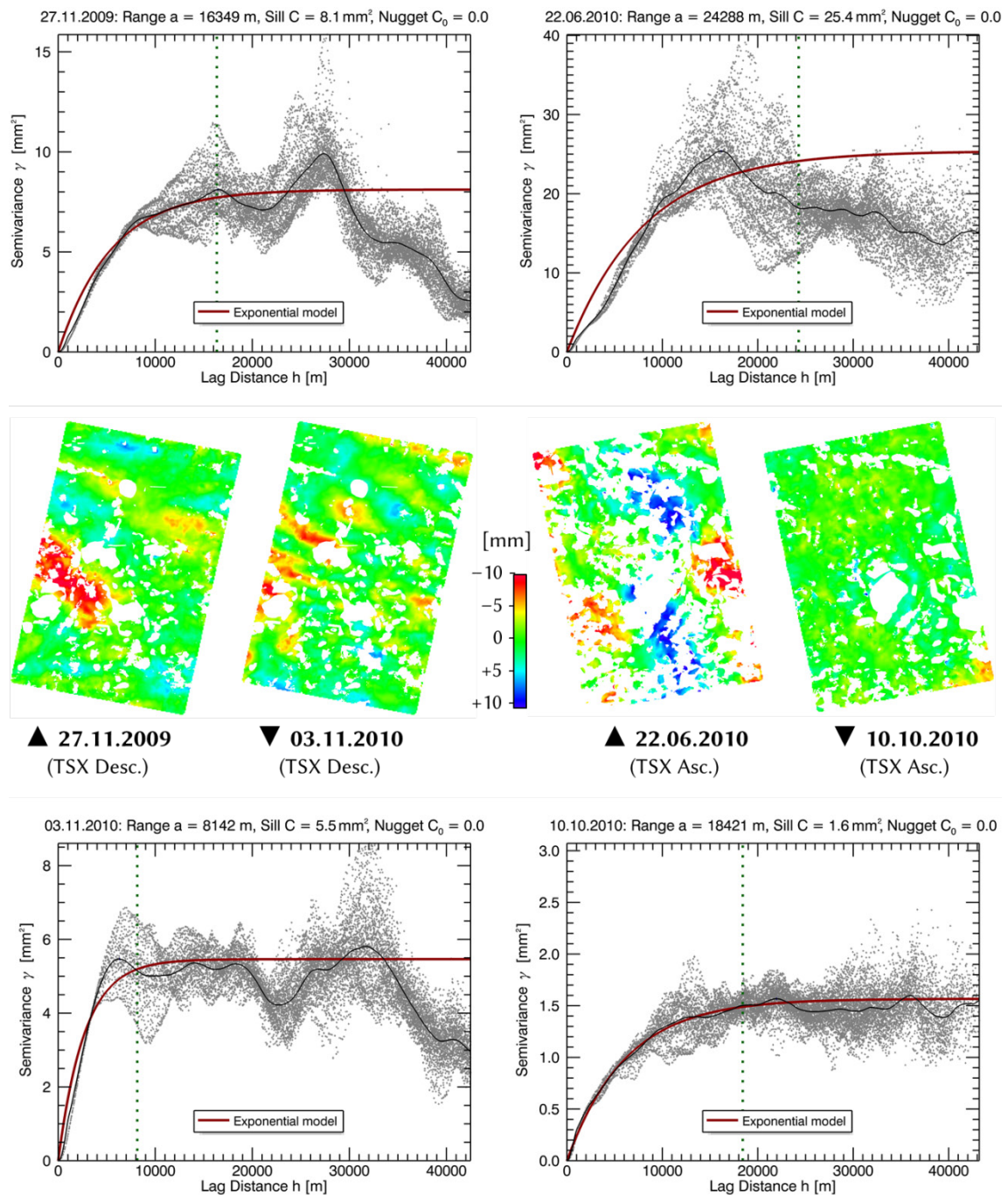
Nach der Erstellung des Semivariogramms können mehrere Parameter abgeleitet werden. Dazu wird zunächst eine optimale Modellfunktion durch das Streudiagramm gelegt (siehe rote durchgezogene Linie in Abb. 5.6). Üblicherweise wird als Modell eine exponentielle, sphärische oder gaußförmige Funktion gewählt (vgl. CLARK, 1979). In dieser Arbeit hat sich gezeigt, dass die empirischen Semivariogramme am besten zu einer exponentiellen Variogrammfunktion passen. Daher wurde die mit Formel 5.4 beschriebene Funktion verwendet:

$$\gamma(h) = C \cdot \left( 1 - e^{-\frac{3 \cdot h}{a}} \right) + C_0 \quad (5.4)$$

Hierbei ist  $C$  der Varianzwert (engl. Sill), dem sich die Funktion annähert, wenn  $h$  gegen unendlich strebt (im Folgenden genannt *Parameter 3 „Variogramm\_Sill“*). Die Variable  $a$  entspricht der Reichweite (engl. Range, auch „Range of Influence“), ab der der Funktionswert ca. 95 % des Sills erreicht hat (*Parameter 5 „Variogramm\_Range“*, siehe grüne gepunktete Linie in Abb. 5.6). Der Faktor 3 innerhalb der Exponentialfunktion wird teilweise abweichend gewählt und hat Einfluss auf den Wert der Range  $a$ . Der Parameter  $C_0$  ist die Varianz von zwei Messwerten der Entfernung null (engl. Nugget Effekt). Da in den hier erzeugten Variogrammen aufgrund der räumlichen Filterung der Eingangsdaten kein Nugget Effekt beobachtet werden konnte, wurde  $C_0$  auf null gesetzt. Darüber hinaus lässt sich die Steigung (engl. Slope) der Variogrammfunktion bei  $h = 0$  ermitteln, die sowohl von dem Parameter Reichweite  $a$ , als auch vom Sill  $C$  abhängig ist (*Parameter 4 „Variogramm\_Slope“*). Zur Ermittlung der Parameter wurde ein IDL Programm geschrieben, welches iterativ die besten Lösungen für Range und Sill (niedrigste quadratische Abweichung zwischen empirischen Variogrammwerten und Funktion) findet. Der Parameter *Variogramm\_Slope* in  $[\text{mm}^2/\text{km}]$  errechnet sich über die Ableitung der Variogrammfunktion an der Stelle  $h = 0$  nach Formel 5.5.

$$\text{Variogramm\_Slope} = \frac{3000 \cdot C}{a} \quad (5.5)$$

Abbildung 5.6 zeigt Beispiele für Semivariogramme zu vier Zeitpunkten, ermittelt anhand von TerraSAR-X Daten (Ascending und Descending), sowie die dazugehörigen atmosphärischen Phasenverschiebungen (Mitte).



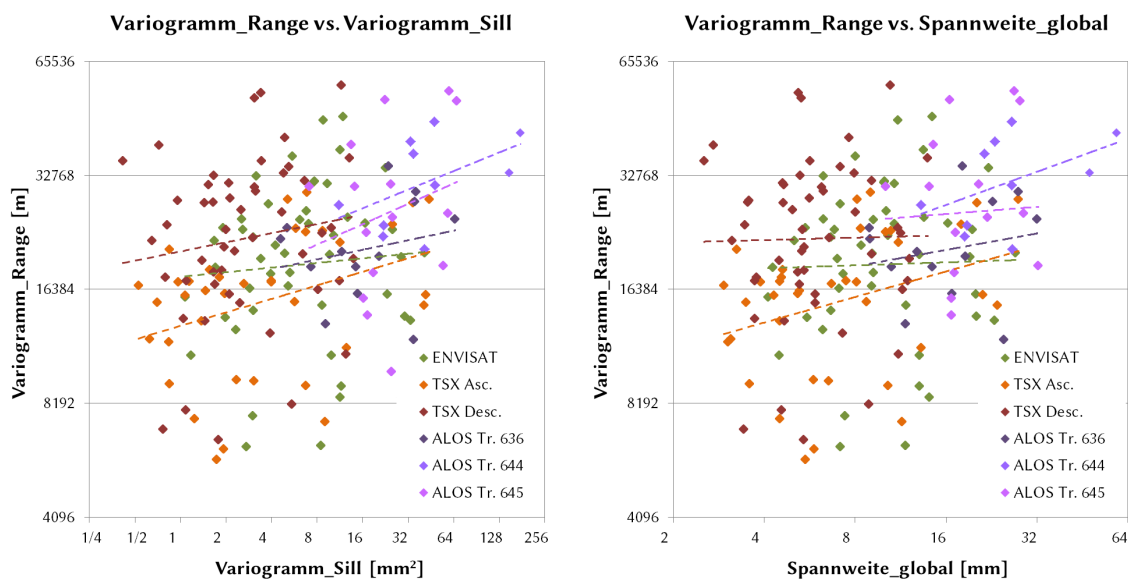
**Abb. 5.6:** Beispiele für Semivariogramme zu vier Zeitpunkten (TerraSAR-X Descending und Ascending) mit unterschiedlich stark ausgeprägter Atmosphäre (beachte die stark unterschiedliche Skalierung der  $\gamma$ -Achsen)

Die in Abbildung 5.6 dargestellten Zeitpunkte weisen sehr unterschiedliche Werte für Sill und Range auf. Beispielsweise besitzt das Variogramm am 22.06.2010 mit  $C = 25,4 \text{ mm}^2$  den höchsten Sill-Wert, das Variogramm am 10.10.2010 mit  $C = 1,7 \text{ mm}^2$

den niedrigsten. Dies deckt sich mit den im mittleren Bereich dargestellten Phasenverschiebungen. Die Szenen vom 27.11.2009 und 03.11.2010 besitzen relativ ähnliche Sill-Werte, weisen jedoch um den Faktor zwei verschiedene Range-Werte auf (16,3 km zu 8,1 km), was mit der kleinräumigeren Variabilität der Szene vom 03.11.2010 erklärt werden kann. Weitere Beispiele für Semivariogramme sind in Anhang D gegeben.

In den Variogrammen kann oftmals nach Erreichen des Sills mit zunehmender Entfernung  $h$  wieder eine Abnahme der Semivarianz beobachtet werden. Dies liegt an einer unregelmäßigen räumlichen Verteilung der atmosphärischen Strukturen. Ebenfalls kann eine starke Anisotropie der atmosphärischen Phasenverschiebungen zu unerwünschten Effekten in den Semivariogrammen führen, da diese nur isotrop berechnet wurden. Daher wurde bei dem Programm zur Ermittlung der Variogramm Parameter der niedrige Entfernungsbereich stärker gewichtet, mit einer linearen Abnahme der Wichtung zum höheren Entfernungsbereich hin. Hierdurch wird erreicht, dass der Funktionsverlauf besser den Beginn des Semivariogramms repräsentiert. Bei gewissen Zeitpunkten ist auch eine sinusförmige Variabilität der Semivarianz mit zunehmender Entfernung zu beobachten. Dies ist ein Anzeichen für zyklisch wiederkehrende räumliche Strukturen in den Eingangsdaten.

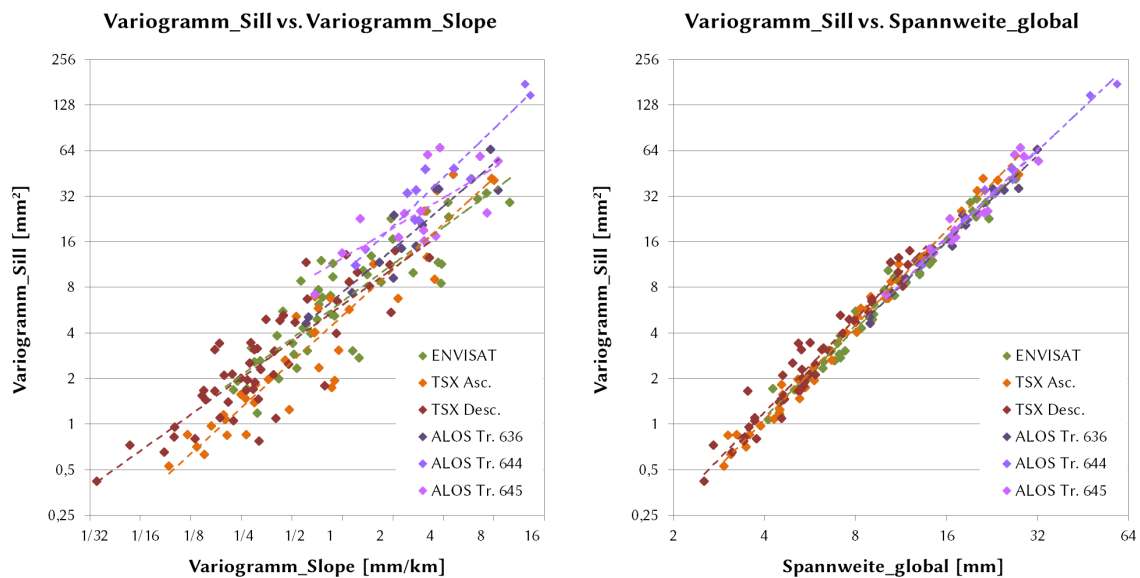
Abbildung 5.7 zeigt auf der linken Seite ein Streudiagramm zwischen dem Range (in [m]) und dem Sill (in [mm]) der 174 Variogramme. Man sieht, dass kein eindeutiger Zusammenhang erkennbar ist. Eine Atmosphäre mit starker Varianz (hoher Sill) kann sowohl kleinräumig (mit kleinem Range), als auch großräumig (mit großem Range) auftreten. Folglich korreliert der Parameter Range auch nicht mit den übrigen Parametern, wie beispielsweise der *Spannweite\_global* (s. Abb. 5.7 rechts).



**Abb. 5.7: Vergleich des Parameters Variogramm\_Range mit den Parametern Variogramm\_Sill (links) und Spannweite\_global (rechts)**



Demgegenüber korrelieren die Parameter *Variogramm\_Slope* und *Variogramm\_Sill* besser miteinander (s. Abb. 5.8 links), wenngleich sich auch hier der Einfluss der Ränge bemerkbar macht. So beträgt der Korrelationskoeffizient für alle 174 Zeitpunkte lediglich 84,9%. Demgegenüber korreliert der Parameter *Variogramm\_Sill* mit dem globalen Parameter *Spannweite\_global* sehr deutlich (Korrelationskoeffizient = 93,4%, siehe Abb. 5.8 rechts).



**Abb. 5.8:** Vergleich zwischen den Parametern *Variogramm\_Sill* und *Variogramm\_Slope* (links), Vergleich zwischen *Variogramm\_Sill* und *Spannweite\_global* (rechts)

Am besten korrelieren die Parameter *Variogramm\_Sill* und *Varianz\_global* miteinander (99,5%). Dies deckt sich mit der Angabe bei CLARK (1979), dass der Sill einem Schätzwert für die gewöhnliche Stichprobenvarianz entspricht. Daraus lässt sich ableiten, dass das selbstentwickelte Verfahren zur Schätzung der exponentiellen Variogrammfunktion und zur Ableitung des Sills korrekt arbeitet. Andererseits lässt sich damit auch die Aussage treffen, dass alternativ anstelle der aufwändigen Variogrammberechnung und -analyse auch die globale Varianz des Datensatzes nach Kapitel 5.2.1 berechnet werden kann.

### 5.2.3 Lokale Nachbarschaftsanalyse

Bei der lokalen Nachbarschaftsanalyse werden Parameter anhand der Rasterwerte innerhalb eines Bildbereichs ermittelt und dessen zentralem Bildelement zugewiesen. Von diversen getesteten Parametern werden folgende drei näher vorgestellt:

- » Varianz im Bildbereich eines Moving Windows (*Parameter 6 „Varianz\_lokal“*). Die dabei verwendete Größe des Moving Windows beträgt 25 x 25 Pixel. Vor der Berechnung der Varianz  $2 \cdot \gamma$  entsprechend Formel 5.3 wurden die Eingangswerte von der Einheit Meter in Millimeter umgerechnet (Faktor  $10^3$ ).

Dieser Parameter weist eine Ähnlichkeit mit dem „Quadratischen Mittenrauhwert“ aus DIN4762 (1990) auf.

- » Räumlicher Gradient (Gefälle bzw. Neigung, engl. Slope) der Oberfläche der atmosphärischen Phasenänderung (*Parameter 7 „Gradient\_lokal“*). Dieser Parameter lehnt sich an die „arithmetische mittlere Profilneigung“ (über eine Tastschnittstrecke) in DIN4762 (1990) an. In dieser Arbeit erfolgt die Berechnung des Gradienten jedoch flächenhaft basierend auf einem Bildbereich von  $3 \times 3$  Pixeln. Zuvor wird eine Glättung durch Mittelwertfilterung in einem Bildbereich von  $25 \times 25$  Pixeln durchgeführt, um ein eventuell vorhandenes lokales Rauschen zu verringern. Der verwendete Umrechnungsfaktor beträgt hier  $10^6$ , entsprechend einer Umrechnung der Rasterwerte  $w$  von [m/m] in [mm/km] bzw. in [ $\mu\text{m}/\text{m}$ ]. Die Berechnung des Gradienten für ein Pixel an der Stelle  $(x, y)$  erfolgt anhand Formel 5.6 über die Verrechnung der beiden Gradienten in x- und in y-Richtung, wobei  $s$  der Gitterbreite bzw. geometrischen Auflösung der Daten entspricht (vgl. Wood, 1996).

$$\text{Gradient\_lokal} = \frac{\partial z}{\partial xy} = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (5.6)$$

$$\begin{aligned} \text{mit } \frac{\partial z}{\partial x} &= \frac{w(x+1, y-1) + w(x+1, y) + w(x+1, y+1) - w(x-1, y-1) - w(x-1, y) - w(x-1, y+1)}{6 \cdot s} \\ \text{und } \frac{\partial z}{\partial y} &= \frac{w(x-1, y+1) + w(x, y+1) + w(x+1, y+1) - w(x-1, y-1) - w(x, y-1) - w(x+1, y-1)}{6 \cdot s} \end{aligned}$$

- » Das Verhältnis zwischen der tatsächlichen Oberfläche der atmosphärischen Phasenverschiebung zu ihrer ebenen räumlichen Ausdehnung (*Parameter 8 „Oberfläche\_lokal“*). Dieser Parameter wird auch in OLAYA (2009) als Rauheitsmessgröße beschrieben. Die Oberfläche wird über eine  $3 \times 3$  Nachbarschaft berechnet, wobei zwischen den neun Rasterzellen ein Netz von acht Flächen aufgespannt wird, deren tatsächlichen Oberflächen  $A_{tats}$  berechnet werden. Diese werden ins Verhältnis zu der ebenen Oberfläche  $A_{eben}$  gesetzt gemäß der Beziehung in Formel 5.7.

$$\text{Oberfläche\_lokal} = \frac{A_{tats} - A_{eben}}{A_{eben}} = \frac{A_{tats}}{A_{eben}} - 1 \quad (5.7)$$

Vorher wird der Faktor  $10^6$  als Überhöhung der Atmosphärenoberfläche angewendet. Der Parameter ist vergleichbar mit der Rauheitskenngröße „Profillängenverhältnis“ in DIN4762 (1990), bei der das Verhältnis zwischen der gestreckten (wahren) Länge eines Profils zur Bezugsstrecke berechnet wird.

Abbildung 5.9 zeigt beispielhaft einen räumlichen Vergleich der zwei lokalen Nachbarschaftsparameter *Gradient\_lokal* und *Varianz\_lokal*. Auf eine Darstellung des Parameters *Oberfläche\_lokal* wurde verzichtet, da dieser sehr ähnlich zu *Gradient\_lokal* ist. In der Abbildung entsprechen helle Grauwerte einem hohen lokalen Gradienten bzw. einer hohen Varianz, dunkle Grauwerte entsprechen niedrigen Werten.



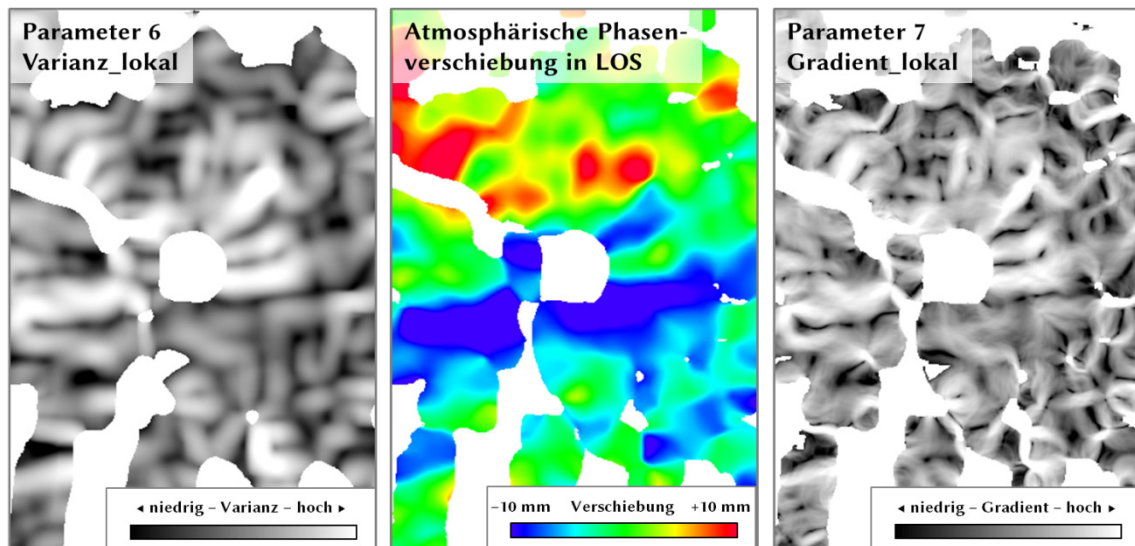


Abb. 5.9: Räumlicher Vergleich der lokalen Nachbarschaftsparameter *Varianz\_lokal* (links) und *Gradient\_lokal* (rechts) mit der zugrunde liegenden Oberfläche der atmosphärischen Phasenverschiebung (mittig), ENVISAT ASAR Szene vom 07.06.2007, Ausschnitt aus dem Stadtgebiet von Leipzig

Die lokalen Nachbarschaftsparameter sind alle lognormalverteilt. Daher wurde anstelle des Erwartungswerts in Analogie zur Spannweite (s. Kap. 5.3.1) wiederum ein Interquantilabstand definiert, welcher der Differenz zwischen den Quantilen  $Q_{98}$  und  $Q_{02}$  bei 98 % bzw. 2 % der mit den Nachbarschaftsanalysen berechneten Werte beschreibt. Der Interquantilabstand gibt somit den Wertebereich an, in den 96 % aller Rasterwerte fallen. Dieser Wert würde bei einer normalverteilten Häufigkeitsverteilung in etwa der zweifachen Standardabweichung  $\sigma$  entsprechen (95,4 % aller Messwerte liegen im Intervall  $\mu \pm 2\sigma$ ). Da die Parameter jedoch nicht normalverteilt sind, musste auf die Definition einer Spannweite ausgewichen werden. Mithilfe des Interquantilabstands ist es möglich, aus der Vielzahl der Messwerte einer Nachbarschaftsanalyse einen einzelnen Parameter für einen Zeitpunkt zu erhalten.

Die beiden Streudiagramme in Abbildung 5.10 zeigen einen Vergleich der drei lokalen Nachbarschaftsparameter untereinander. Zu beobachten ist eine gute Korrelation zwischen den Parametern *Varianz\_lokal* und *Gradient\_lokal* in Höhe von 94,2 % (bezogen auf sämtliche 174 Zeitpunkte aller Sensoren gemeinsam). Die beiden Parameter *Oberfläche\_lokal* und *Gradient\_lokal* korrelieren nach PEARSON mit 99,93 %. Dies bedeutet, dass ein Bildbereich mit einem großen Oberflächenverhältnis auch einen großen Gradienten aufweist. Dies deckt sich mit einer Aussage von OLAYA (2009), nach der die tatsächliche Oberfläche in Näherung dem Quotienten aus ebener Oberfläche und dem Cosinus der lokalen Geländeneigung entspricht. Auch die Wertebereiche der beiden Parameter sind nahezu identisch, der funktionale Zusammenhang zwischen beiden lautet:  $Oberfläche\_lokal = 1,079 \cdot Gradient\_lokal - 0,78$ .

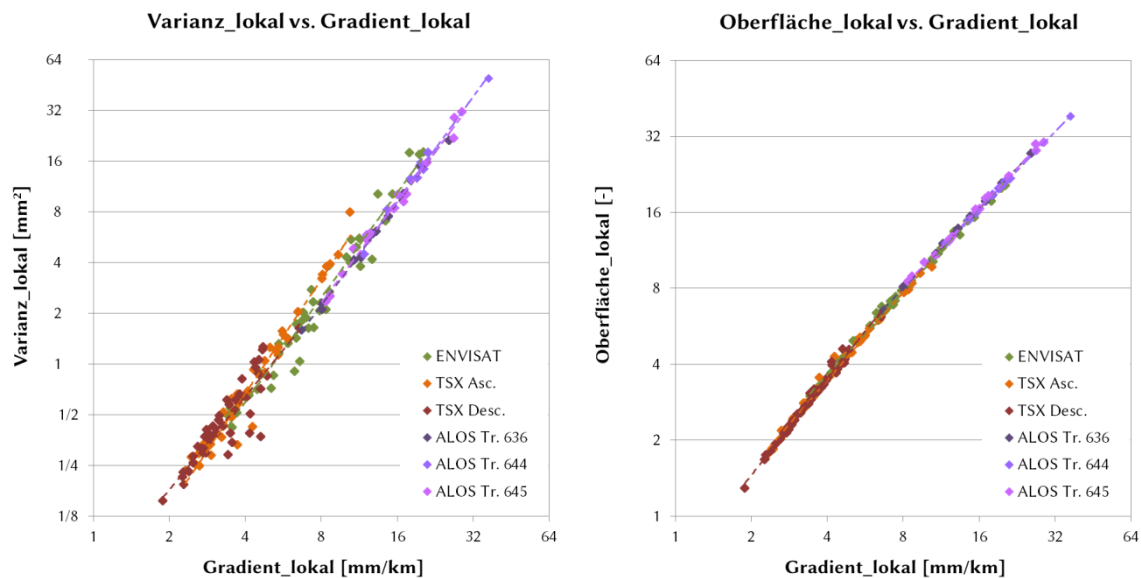
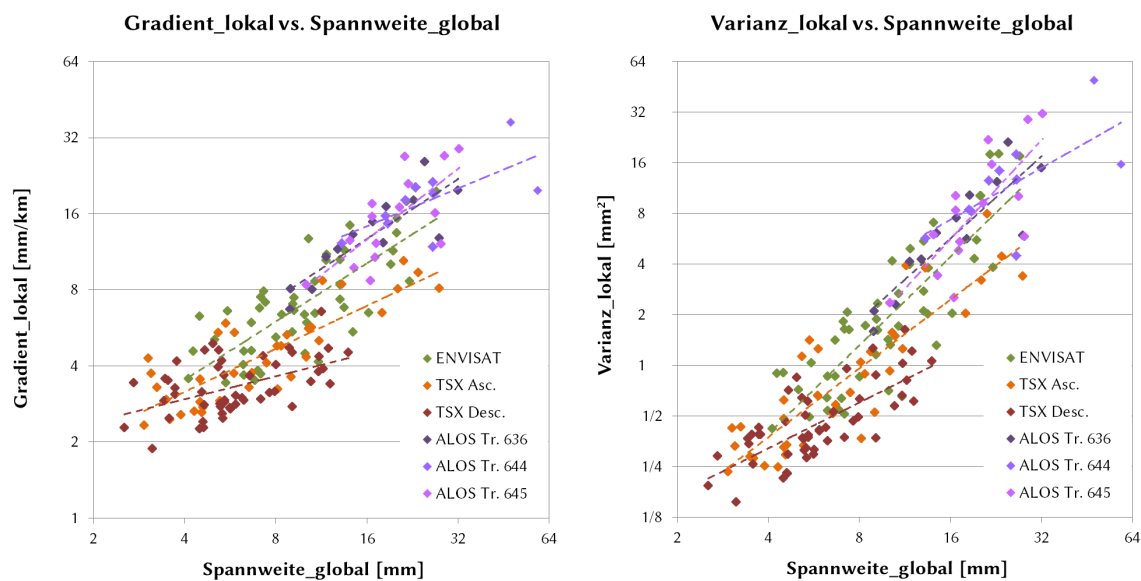


Abb. 5.10: Vergleich der drei lokalen Nachbarschaftsparameter untereinander

Abbildung 5.11 zeigt in weiteren Streudiagrammen den Vergleich zwischen den beiden lokalen Parametern *Gradient\_lokal* und *Varianz\_lokal* mit dem globalen Parameter *Spannweite\_global*.

Abb. 5.11: Vergleiche der lokalen Parameter *Gradient\_lokal* (links) und *Varianz\_lokal* (rechts) mit dem globalen Parameter *Spannweite\_global*

Die Korrelation beträgt hier für sämtliche 174 Messwerte aller Sensoren lediglich 84,6 % (Abb. 5.11 links) und 80,2 % (Abb. 5.11 rechts). Aufgrund dieser relativ schlechten Korrelation scheinen die lokalen Parameter andere Eigenschaften der Atmosphäre zu einem Zeitpunkt zu charakterisieren, als die globalen. Daher wird in den folgenden Unterkapiteln jeweils noch ein Vergleich mit dem Parameter *Gradient\_lokal* angestellt (zusätzlich zu *Spannweite\_global*).

### 5.2.4 Fraktale Dimension

Die flächenhaft ermittelte atmosphärische Phasenverschiebung kann als eine Oberfläche in einem euklidischen Vektorraum mit drei Dimensionen betrachtet werden (vgl. Hamel-Dimension). Ein kleiner Teilbereich der Oberfläche kann jedoch in Annäherung als ebene zweidimensionale Fläche betrachtet werden. Die fraktale Dimension ist ein Maß dafür, wie sehr eine Oberfläche den Raum erfüllt und liegt in der Regel zwischen 1,5 und 3,5. Dabei stehen kleinere Werte für eine glattere Oberfläche.

Die Fraktale Dimension wird bereits seit 1979 in der Geomorphometrie verwendet (OUTCALT et al., 1994). Bei OLAYA (2009) wird die Fraktale Dimension als lokaler Rauheitsparameter beschrieben, zur Ermittlung wird die sogenannte Box-Counting Methode vorgeschlagen. TAUD & PARROT (2005) geben eine Einführung in die Box-Counting Methode am Beispiel von digitalen Höhenmodellen, hier wird die fraktale Dimension ebenfalls als lokaler Rauheitsparameter verwendet. HANSSEN (2001) enthält eine detaillierte Betrachtung der fraktalen Dimension zur Beschreibung der Skaleninvarianz des atmosphärischen Signals in differentiellen Interferogrammen.

Es gibt verschiedene Methoden, die fraktale Dimension zu bestimmen. Ein einfaches Verfahren ist die Box-Counting Methode. Hierbei wird ein dreidimensionales Gitterraster über das zu untersuchende Objekt gelegt und die Anzahl  $N_B$  der Gitterzellen (Boxen) gezählt, welche das Objekt beinhalten. Dieser Vorgang wird für verschiedene Gitterbreiten  $s$  wiederholt. Die fraktale Dimension  $D_{BC}$  ist definiert nach Formel 5.8. Sie kann auch graphisch dargestellt werden, indem die logarithmierten Werte für Boxanzahl  $N_B$  und dem Kehrwert der Boxgröße  $s$  gegeneinander aufgetragen werden. In dieser Darstellung entspricht die fraktale Dimension der Steigung der Regressionsgerade durch alle Datenpunkte.

$$D_{BC} = \lim_{s \rightarrow 0} \frac{\log(N_B(s))}{\log(\frac{1}{s})} \quad (5.8)$$

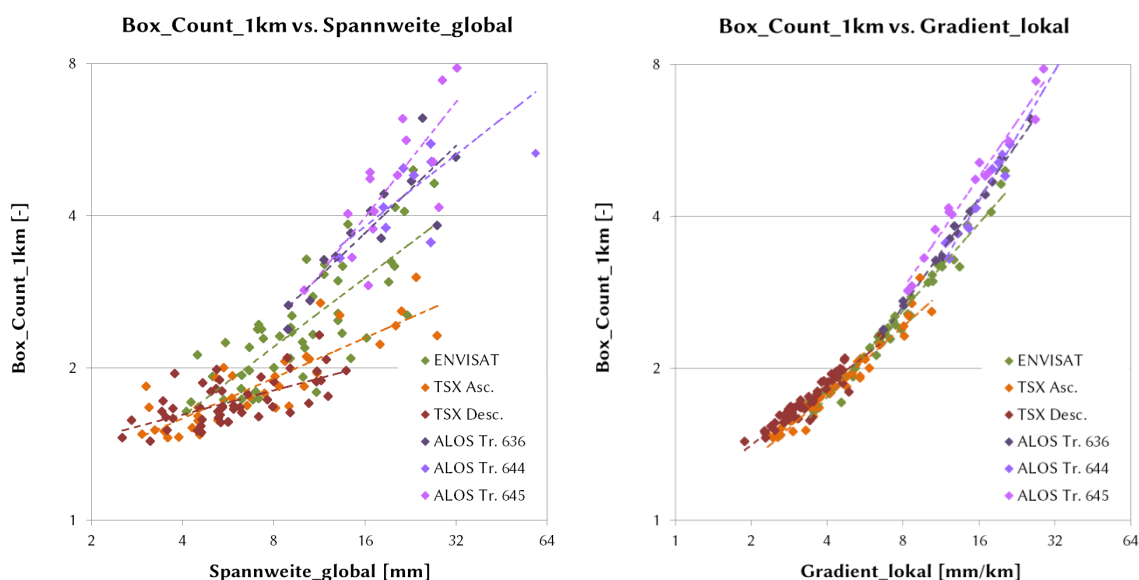
In dieser Arbeit wird ein selbstentwickeltes Box-Counting Verfahren zur Berechnung der fraktalen Dimension benutzt. Auch hier wird die atmosphärische Phasenverschiebung zunächst mit dem Faktor  $10^6$  multipliziert, um scheinbar quadratische Boxen verwenden zu können. Die reale Boxgröße  $s$  wird in einem Bereich zwischen einem Pixel (entsprechend  $40 \text{ m} \times 40 \text{ m} \times 40 \text{ }\mu\text{m}$ ) bis 250 Pixeln ( $10 \text{ km} \times 10 \text{ km} \times 1 \text{ cm}$ ) variiert.

Die Verwendung der fraktalen Dimension als Parameter hat sich als nicht zielführend herausgestellt, da die Werte stark von den Eingangsdaten abhängen. So kommt es bei jedem Datenstapel zu einem leicht unterschiedlichen Wertebereich, da die Eingangsdaten nicht in vergleichbaren regelmäßigen Rastern vorliegen (z. B. durch unterschiedliche Ausschnittsgrößen, unterschiedliche Anzahl und Größe ausmaskierter bzw. de-korrelierter Flächen). Innerhalb eines Datenstapels sind hingegen die Werte vergleich-

bar, allerdings wäre hiermit nicht der gewünschte Vergleich zwischen den Sensoren möglich gewesen.

Aus diesem Grund wurde ein abweichender Parameter definiert. In Anlehnung an die Ermittlung der Leistungsdichte bei einer Frequenz von 1 km (siehe hierzu nächstes Kapitel 5.2.5) wird die ermittelte Anzahl von Boxen bei einer Boxgröße von 1 km verwendet. Diese Anzahl wird anschließend geteilt durch die Anzahl von Boxen, die sich ergeben würde, wenn die Fläche der atmosphärischen Phasenverschiebung eben wäre. Dieser Quotient ergibt den *Parameter 9 „Box\_Count\_1km“*. Durch die Division wird erreicht, dass die Ergebnisse zwischen den Sensoren vergleichbar werden.

Abbildung 5.12 zeigt links einen Vergleich des Parameters *Box\_Count\_1km* mit dem globalen Parameter *Spannweite\_global*. Der Korrelationskoeffizient ist mit 84,7% relativ niedrig. Demgegenüber zeigt Abb. 5.12 rechts den Vergleich mit dem lokalen Parameter *Gradient\_lokal*. Hier ist die Korrelation deutlich besser mit einem Koeffizienten von 98,9%.



**Abb. 5.12: Vergleich des Parameters *Box\_Count\_1km* mit *Spannweite\_global* und mit *Gradient\_lokal***

Der Parameter *Box\_Count\_1km* hat somit größere Ähnlichkeit mit den lokalen Parametern als mit den globalen Parametern.

### 5.2.5 Leistungsdichtespektrum

Eine weitere Möglichkeit zur Parametrisierung eines atmosphärischen Zustandes ist die Ermittlung des Leistungsdichtespektrums (engl. Power Spectral Density, PSD) des atmosphärischen Signals bezogen auf seine Frequenz. Diese Vorgehensweise wird ausführlich bei HANSEN (2001) behandelt. Zur Berechnung des Leistungsdichtespektrums eines 2D Rasters wurde das von LLORT (2010) geschriebene IDL Programm ESPECTRE\_MAT\_2D verwendet (vgl. <http://www.crahi.upc.edu/~llort/idl.htm>). Auch hier wurde eine Umrechnung der Eingangswerte mit dem Faktor  $10^6$  angewendet, um einen besser verteilten Wertebereich zu erhalten.

Nach der Ermittlung des Leistungsdichtespektrums kann über die Steigung des Spektrums der Leistungsexponent bestimmt werden. Dieser eignet sich allerdings (ähnlich wie die fraktale Dimension) nicht als atmosphärischer Parameter, da er für alle Zeitpunkte relativ ähnlich ist und nur anzeigt, dass sich das spektrale Verhalten der Atmosphäre nach der KOLMOGOROV Theorie verhält (s. Hanssen, 2001). Daher wird hier der ebenfalls von Hanssen (2001) vorgeschlagene Wert der Regressionsgerade des Leistungsspektrums bei einer Frequenz von 1 km ermittelt und als Parameter verwendet (Parameter 10 „Leistungsdichte\_1km“).

Die Streudiagramme in Abbildung 5.13 zeigen den Vergleich des Parameters *Leistungsdichte\_1km* mit den beiden Parametern *Spannweite\_global* und *Gradient\_lokal*. Hier zeigt sich, dass der Parameter *Leistungsdichte\_1km* (im Gegensatz zum Parameter *Box\_Count\_1km*) mit dem globalen Parameter (links) besser korreliert (PEARSON-Koeffizient von 92,1%), wohingegen die Korrelation mit dem globalen Parameter (rechts) geringer ist (82,7%).

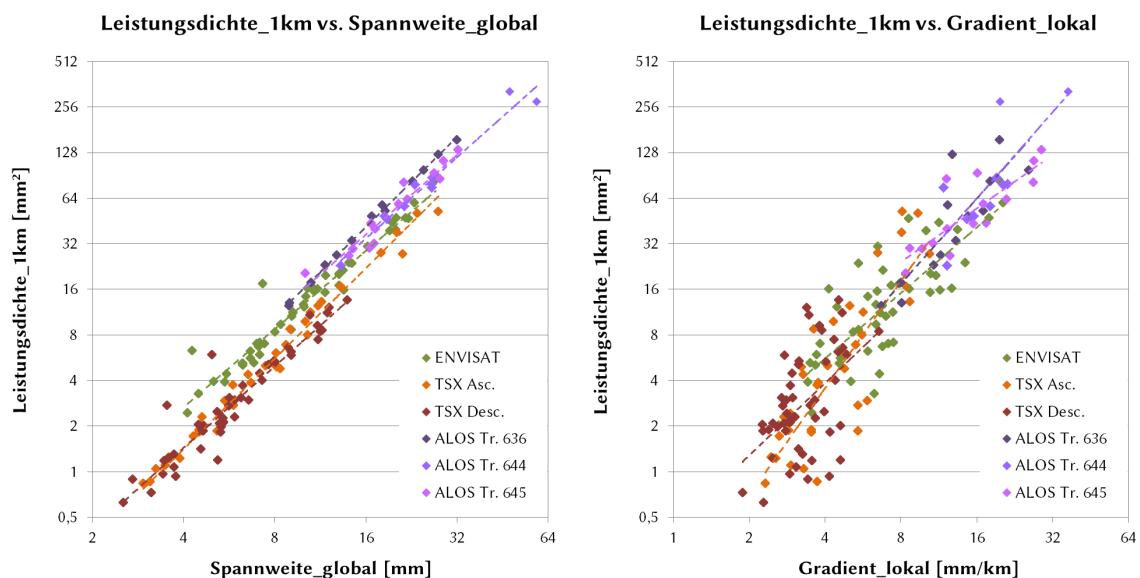


Abb. 5.13: Vergleich des Parameters *Leistungsdichte\_1km* mit *Spannweite\_global* und mit *Gradient\_lokal*

### 5.2.6 Vergleichende Darstellung aller Parameter und Fazit

In den Kapiteln 5.2.1 bis 5.2.5 wurden insgesamt zehn Parameter zur Charakterisierung der unterschiedlichen Ausprägungen des atmosphärischen Einflusses in Radaraufnahmen von Satelliten vorgestellt. Einige Parameter basieren auf vergleichbaren Vorgehensweisen zur Berechnung und zeigen daher auch Übereinstimmungen. So korrelieren beispielsweise die globalen Parameter (1-2) gut untereinander mit Korrelationskoeffizienten um 93 %. Das Gleiche gilt auch für die lokalen Parameter (6-8), zwischen denen eine Korrelation über 94 % besteht. Abbildung 5.14 zeigt eine farbig unterlegte Matrix mit sämtlichen Korrelationskoeffizienten nach PEARSON zwischen den zehn Parametern. Der Farbverlauf von rot über gelb nach grün entspricht unterschiedlich hohen Korrelationen (grün am höchsten, rot am niedrigsten).

Parameter	Nr.	Spannweite_global	Varianz_global	Variogramm_Sill	Variogramm_Slope	Variogramm_Range	Varianz_lokal	Gradient_lokal	Oberfläche_lokal	Box_Count_1km	Leistungsdichte_1km
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Spannweite_global	1	1,000	0,934	0,934	0,888	0,258	0,802	0,846	0,838	0,847	0,921
Varianz_global	2	0,934	1,000	0,995	0,857	0,253	0,796	0,764	0,756	0,774	0,977
Variogramm_Sill	3	0,934	0,995	1,000	0,849	0,287	0,768	0,739	0,730	0,749	0,957
Variogramm_Slope	4	0,888	0,857	0,849	1,000	-0,04	0,851	0,835	0,824	0,812	0,843
Variogramm_Range	5	0,258	0,253	0,287	-0,04	1,000	0,047	0,057	0,061	0,097	0,235
Varianz_lokal	6	0,802	0,796	0,768	0,851	0,047	1,000	0,942	0,937	0,936	0,838
Gradient_lokal	7	0,846	0,764	0,739	0,835	0,057	0,942	1,000	0,999	0,989	0,827
Oberfläche_lokal	8	0,838	0,756	0,730	0,824	0,061	0,937	0,999	1,000	0,989	0,822
Box_Count_1km	9	0,847	0,774	0,749	0,812	0,097	0,936	0,989	0,989	1,000	0,837
Leistungsdichte_1km	10	0,921	0,977	0,957	0,843	0,235	0,838	0,827	0,822	0,837	1,000

Abb. 5.14: Matrix der Korrelationskoeffizienten nach PEARSON zwischen allen zehn Parametern

Die globalen Parameter (1-2) korrelieren darüber hinaus gut mit dem Sill eines Variogramms (3). Die Korrelation zwischen dem Sill eines Variogramms und der globalen Varianz (2) beträgt sogar über 99 %, was zeigt, dass der Sill in Annäherung der Gesamtvarianz des Datensatzes entspricht (CLARK, 1979). Nur die Range eines Variogramms (5) korreliert mit keinem anderen der Parameter. Dementsprechend korreliert auch der Parameter *Variogramm\_Slope* (4) weniger gut als der Sill (3) alleine, da hier ebenfalls die Range einen großen Einfluss auf die Steigung der Variogrammfunktion besitzt. Der Sill korreliert, wie auch die globalen Parameter, nur schlecht (73 bis 77 %) mit den lokalen Parametern (6-8). Von den globalen Parametern korreliert die *Spannweite\_global* (1) noch am ehesten mit den lokalen Parametern (80 bis 85 %).

Von den auf Frequenzanalyse beruhenden Parametern korreliert der *Box\_Count\_1km* (9) sehr gut mit den lokalen Parametern (93 bis 99 %). Demgegenüber korreliert jedoch die *Leistungsdichte\_1km* (10) mit 0,92 bis 0,98 weitaus besser mit den globalen Parametern (und dementsprechend auch mit dem Sill eines Variogramms).

In den anschließenden Kapiteln werden daher nur noch die beiden folgenden Parameter verwendet:

- » Parameter *Spannweite\_global* (1) als Repräsentant der miteinander korrelierenden Variogramm-, Leistungsdichte- und globalen Parameter
- » Parameter *Gradient\_lokal* (7) als Repräsentant aller lokalen Parameter sowie des Parameters *Box\_Count\_1km*

### 5.3 Beobachtete Unterschiede in Abhängigkeit von Radarwellenlänge und Aufnahmezeitpunkt

In diesem Kapitel sollen die beiden im vorhergehenden Abschnitt ausgewählten Parameter weiter untersucht werden. Dabei wird ein besonderes Augenmerk auf jahreszeitliche Unterschiede sowie auf sensorabhängige Unterschiede gelegt.

Hierzu wurden zunächst von den berechneten Parametern jahreszeitliche Mittelwerte gebildet. Dafür wurde die meteorologische Definition der vier Jahreszeiten verwendet: Frühling (1. März bis 31. Mai), Sommer (1. Juni bis 31. August), Herbst (1. September bis 30. November) und Winter (1. Dezember bis 28./29. Februar). Die für die Mittelwertbildung zur Verfügung stehende Szenenanzahl der jeweiligen Datenstapel ist in Tabelle 5.1 angegeben.

**Tab. 5.1: Verfügbare Szenenanzahl pro Jahreszeit und gewogene Szenenanzahl pro Monat für die Mittelung der Atmosphärenparameter**

Datenstapel	Winter			Frühling			Sommer			Herbst			$\Sigma$
	Dez.	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	
TerraSAR-X Asc.	11			12			8			6			37
	3,60	4,00	3,80	3,87	3,60	3,80	2,67	2,80	2,73	2,73	1,87	1,53	
TerraSAR-X Desc.	9			13			14			14			50
	4,60	3,13	1,93	4,47	2,80	5,53	3,00	5,33	4,67	5,13	4,13	5,27	
ENVISAT ASAR	11			11			16			11			49
	3,13	3,47	4,13	3,80	3,67	4,40	4,87	5,20	5,00	3,60	4,80	2,93	
ALOS PALSAR	9			6			12			11			38
	2,33	4,67	1,87	1,47	3,20	1,60	3,20	7,13	2,00	2,87	5,33	2,33	



Darüber hinaus wurden auch monatliche Mittelwerte berechnet. Diese würden jedoch zum Teil nur auf einer kleinen Anzahl an Szenen pro Monat basieren, so dass die Mittelwerte statistisch nicht gesichert gewesen wären. Daher wurde eine leicht unterschiedliche Vorgehensweise verfolgt, bei der die Messwerte nahe an einem Monatswechsel nach ihrem Zeitpunkt gewichtet und auf beide Monate aufgeteilt werden. Als Übergangszeitraum wurde eine Zeitspanne von 14 Tagen (7 Tage vor und 7 Tage nach einem Monatswechsel) gewählt. Somit wird beispielsweise ein Messwert zum 3. Mai lediglich zu 67 % für den Mittelwert des Monats Mai verwendet und mit den restlichen 33 % für den Mittelwert des Vormonats April. In Summe wird jedoch jeder Zeitpunkt genau einmal (zu 100 %) verwendet. Tabelle 5.1 listet auf, wie viele Szenen anteilig für die Berechnung eines Monatsmittels verwendet wurden. Insgesamt ergibt sich so eine zeitliche Mittelung der Monatsmittelwerte.

In den folgenden Abbildungen 5.15 und 5.16 werden Diagramme der jahreszeitlichen und monatlichen Mittelwerte für die verschiedenen Datenstapel von TerraSAR-X (Descending), TerraSAR-X (Ascending) und ENVISAT ASAR dargestellt. Die Ergebnisse für ALOS PALSAR unterscheiden sich deutlich von den anderen drei Datenstapeln und werden erst später in Abbildung 5.17 gezeigt. Sowohl beim jahreszeitlichen, als auch beim monatlichen Vergleich bestätigt sich die anfangs in Kapitel 2.4 geäußerte Erwartung, dass Winterszenen die geringste Beeinflussung durch die Atmosphäre erfahren. Bereits im Frühling (April) steigen die Parameter im Durchschnitt an und erreichen im Sommer (Juni – Juli) ihr Maximum. Im Herbst sind die Auswirkungen der Atmosphäre etwas geringer als im Frühling. Dieses Verhalten zeigen die Datenstapel von ENVISAT und TerraSAR-X Ascending. Kaum jahreszeitliche Auswirkungen zeigt hingegen der Descending Datenstapel von TerraSAR-X. Dieser weist im Herbst und im Winter vergleichbare Werte wie der Ascending Stapel auf, bleibt jedoch auch im Frühling und im Sommer auf demselben niedrigen Niveau (Parameter *Gradient\_lokal*). Beim Parameter *Spannweite\_global* ist auch bei TerraSAR-X Descending ein schwacher jahreszeitlicher Verlauf erkennbar.

Wie in Kapitel 2 gezeigt wurde, müssten sowohl die Radardaten im X-Band (TerraSAR-X) als auch im C-Band (ENVISAT) ein identisches Verhalten für wetterbedingte Refraktionsunterschiede aufweisen. Lediglich aufgrund der leicht unterschiedlichen Blickwinkel (s. Tabelle 2.2 in Kapitel 2.2.2) müssten bei identischen atmosphärischen Bedingungen die Szenen von TerraSAR-X Ascending im Durchschnitt etwa 10 % stärkere Phasenverschiebungen zeigen als die von ENVISAT. Diese theoretische hergeleitete Annahme konnte anhand der ermittelten Parameter nicht gestützt werden, vielmehr zeigt sich ein gegenteiliges Verhalten. Dieses ist besonders ausgeprägt beim Parameter *Gradient\_lokal*, bei dem ENVISAT immer höhere Werte aufweist, als TerraSAR-X. Dahingegen entspricht der Parameter *Spannweite\_global* eher den theoretischen Erwartungen und zeigt deutlich geringere Unterschiede zwischen ENVISAT und TerraSAR-X Ascending.



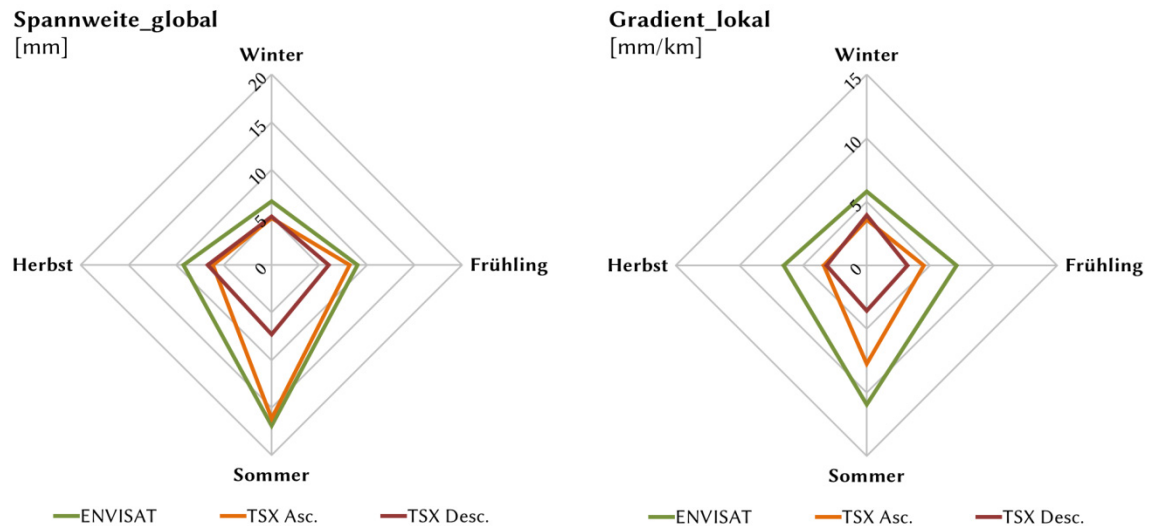


Abb. 5.15: Jahreszeitlicher Vergleich zwischen den SAR Daten für die Parameter **Spannweite\_global** (links) und **Gradient\_lokal** (rechts)

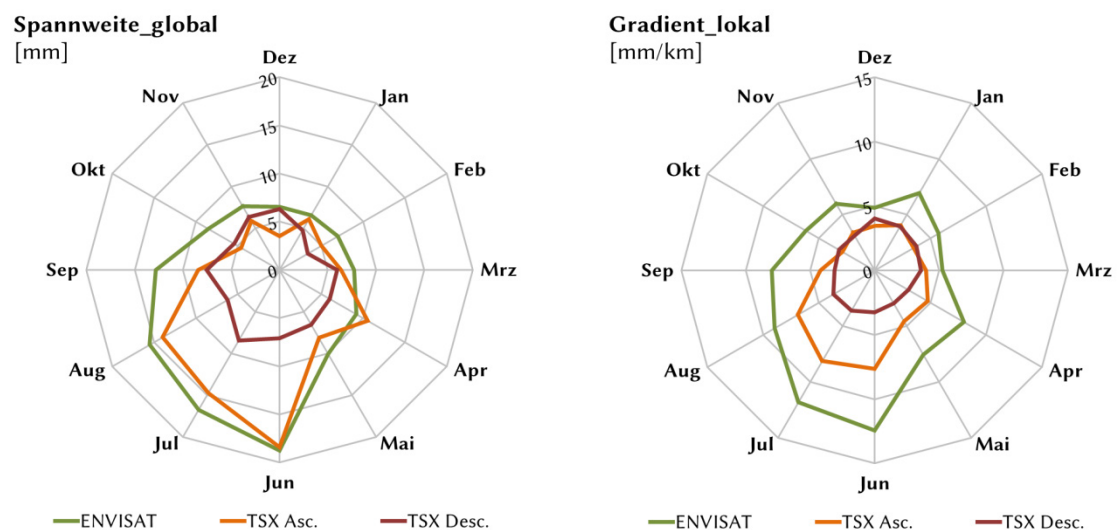


Abb. 5.16: Monatlicher Vergleich der mittleren atmosphärischen Phasenverschiebungen von TerraSAR-X und ENVISAT, ermittelt mit den Parametern **Spannweite\_global** (links) und **Gradient\_lokal** (rechts)

Eine mögliche Erklärung für die beobachteten sensorspezifischen Kurvenverläufe in den Abbildungen 5.15 und 5.16 könnten die unterschiedlichen Tageszeiten sein, zu denen die SAR Szenen aufgezeichnet wurden (vgl. auch Tab. 5.1). Je nach Sonnenstand und -aufgangszeitpunkt kann mit einer unterschiedlich stark turbulenten Atmosphäre aufgrund der Erwärmung des Erdbodens gerechnet werden, da die Energieeinstrahlung der Sonne als „Motor des Wettergeschehens“ (KNAPP, 1990) angesehen werden kann.

- » Der Descending Datenstapel von TerraSAR-X wird um 06:34 MEZ (bzw. 07:34 MESZ) erfasst. Um diese Uhrzeit ist die Sonnenhöhe im Sommer noch niedrig

(ca.  $15^\circ$  über dem Horizont am 21. Juni in Leipzig). Im Zeitraum 16. Oktober bis 11. März geht die Sonne in Leipzig sogar erst nach 06:30 MEZ auf.

- » Zum Aufnahmezeitpunkt der ENVISAT ASAR Szenen (11:36 MESZ) ist die Sonne Mitte Juni bereits auf eine Höhe von  $56^\circ$  über dem Horizont angestiegen und hat damit fast ihr Tagesmaximum von  $62^\circ$  (um 13:13 MESZ) erreicht. Selbst im Winter am 21. Dezember geht die Sonne schon um 08:14 MEZ auf und hat zum Aufnahmezeitpunkt (10:36 MEZ) eine Sonnenhöhe von über  $12^\circ$  erreicht.
- » Der Ascending Datenstapel wird erst gegen späten Nachmittag um 17:52 MEZ aufgezeichnet. Im Sommer ist zu diesem Zeitpunkt die Sonne wieder auf eine Höhe von  $21^\circ$  gesunken. Im Zeitraum Oktober – Februar ist die Sonne bereits untergegangen. Dennoch kann zum Ascending Überflug von TerraSAR-X noch mit den Auswirkungen einer turbulenten Atmosphäre gerechnet werden, da sich die im Tagesverlauf erhitzte Erdoberfläche die Wärme noch bis in die Nacht hinein abstrahlt.
- » Die verwendeten ALOS PALSAR Daten wurden ca. um 22:27 bzw. 22:45 MEZ aufgenommen. Demnach müssten sie die geringsten troposphärischen Beeinflussungen im Vergleich zu den anderen Sensoren zeigen.

In Abbildung 5.17 sind zusätzlich zu den bereits in Abbildung 5.16 dargestellten Kurvenverläufen die anhand der drei ALOS Datenstapel ermittelten Parameterwerte abgebildet. Die Diagramme zeigen, dass ALOS PALSAR von allen Sensoren die höchsten Parameterwerte aufweist. PALSAR scheint somit einem abweichenden Einfluss zu unterliegen als die anderen Sensoren. Die Diagramme zeigen zudem ein völlig anderes jahreszeitliches Verhalten. Dies lässt darauf schließen, dass bei den von ALOS im L-Band erfassten SAR Daten das Wetter in der Troposphäre von eher untergeordneter Bedeutung ist. Vielmehr scheinen Veränderungen in der Ionosphäre eine Rolle spielen.

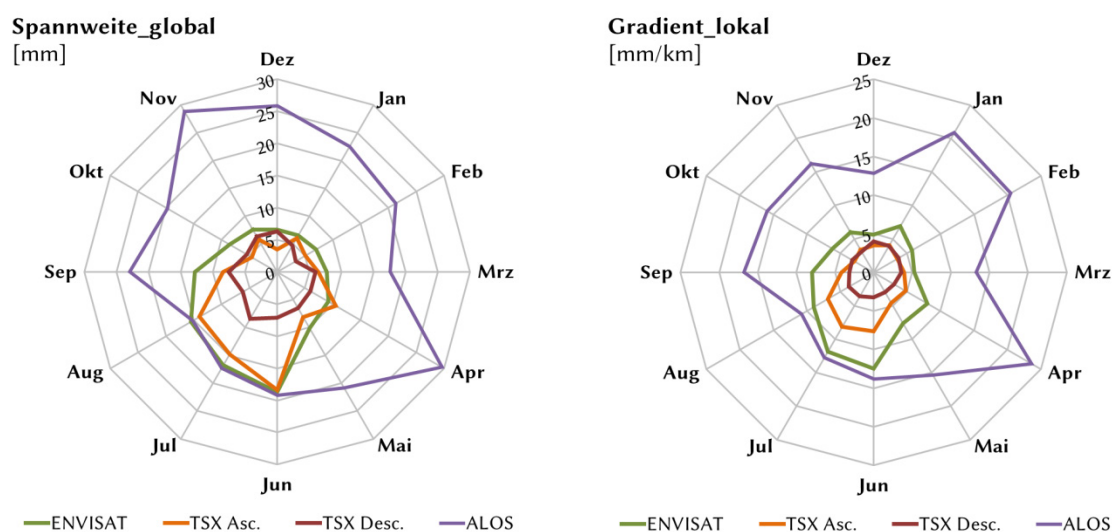


Abb. 5.17: Monatlicher Vergleich der mittleren atmosphärischen Phasenverschiebungen von ALOS PALSAR mit den übrigen SAR Daten, ermittelt mit den Parametern *Spannweite\_global* (links) und *Gradient\_lokal* (rechts)

Wie schon in Kap 2.1.2 erwähnt, ist die Ionosphäre nach CHAUHAN et al. (2011) um die Monate des Äquinoktiums (Tagundnachtgleiche, engl. Equinox) besonders stark ausgeprägt. Auch LEONG et al. (2011) beobachteten die höchsten Elektronendichten jeweils im Zeitraum des Frühlingsäquinoktiums (März, April, Mai) und des Herbstäquinoktiums (September, Oktober, November). CAI (2007) hat das Maximum der Ionosphäre in den Monaten März und April, sowie im Oktober gemessen. Diese Beobachtungen über die jahreszeitlichen Schwankungen der Ionosphäre aus der Literatur decken sich gut mit den in Abbildung 5.17 dargestellten Parametern.

Theoretisch dürfte die absolute Stärke der Ionosphäre aufgrund des Aufnahmezeitpunkts von ALOS PALSAR (22 bis 23 Uhr Lokalzeit) nur gering sein (vgl. zum Beispiel die Messungen von CHAUHAN et al., 2011). Zudem war im Beobachtungszeitraum der ALOS Daten (2007 – 2010) die Sonnenfleckenaktivität relativ niedrig. Das letzte Maximum erfolgte in 2000 mit über 130 Sonnenflecken pro Monat. Anfang 2009 erreichte die Sonnenaktivität ihr Minimum mit weniger als 5 Sonnenflecken pro Monat, das nächste Maximum wird nach einer Prognose der NOAA erst verzögert in 2013 eintreten (vgl. <http://www.swpc.noaa.gov/SolarCycle/>). Aus diesem Grund ist mit einer relativ geringen absoluten Beeinflussung durch die Ionosphäre zu rechnen.

Demgegenüber treten die in Kapitel 2.1.2 beschriebenen kleinräumigen Anomalien der Ionosphäre (MSTID) nach MAKELA & MILLER (2011) auch in Perioden geringer Sonnenaktivität auf. Vermutlich führen bei ALOS PALSAR daher die MSTID zu den beobachteten starken Gradienten und Spannweiten der atmosphärischen Phasenverschiebungen. Diese sollen nach SAITO et al. (1998) und TSUGAWA et al. (2008) vor allem zwischen 21 und 24 Uhr lokaler Zeit auftreten und führen zu kleinräumigen Änderungen der Elektronendichte.

Die im Vergleich zu ENVISAT und TerraSAR-X relativ starken atmosphärischen Phasenverschiebungen von ALOS PALSAR fallen bei der visuellen Betrachtung von differentiellen Interferogrammen normalerweise nicht auf. Dies liegt an der langen Wellenlänge von PALSAR und dem damit verbundenen großen Messbereich pro Phasenzyklus. So lassen sich meistens nur leichte farbliche Nuancen in Interferogrammen ausmachen. Wie in Kapitel 6.2 erläutert wird, wirken sich die ionosphärischen Phasenverschiebungen jedoch stark auf die Genauigkeit bei der radarinterferometrischen Messung von Höhenänderungen aus.

Nicht einwandfrei untersucht werden konnte die Frage, ob die L-Band Daten von ALOS PALSAR zusätzlich auch durch die Troposphäre beeinflusst werden, wie dies theoretisch der Fall sein müsste. Bedingt durch den späten Aufnahmezeitpunkt der ALOS Szenen konnte kein sinnvoller Vergleich mit optischen Fernerkundungsdaten erfolgen. GOLDSTEIN (1995) konnte jedoch mit gleichzeitig im C- und L-Band aufgezeichneten SAR Daten eindeutig nachweisen, dass troposphärische Wettereinflüsse in beiden Datensätzen identische Phasenverschiebungen erzeugen.

Am Ende dieses Kapitels stellt sich die Frage, welcher von den beiden in Kapitel 5.2.6 ausgewählten und hier miteinander verglichenen Parametern bevorzugt verwendet werden sollte. Diese Frage lässt sich aufgrund der geringen Anzahl an Beobachtungen nicht abschließend beantworten. Der folgende Absatz entspricht daher der subjektiven Ansicht des Autors.

Wie zuvor erläutert, müssten die durch die Troposphäre bedingten atmosphärischen Phasenverschiebungen sowohl für ENVISAT ASAR als auch für TerraSAR-X identische Auswirkungen besitzen. Wie aus den Abbildungen 5.15 und 5.16 ersichtlich ist, weist ENVISAT ASAR bei dem Parameter *Gradient\_lokal* zu jeder Zeit höhere Werte auf als TerraSAR-X Ascending. Gründe hierfür könnten möglicherweise systematische Fehler bei der Berechnung des Parameters sein, zum Beispiel bedingt durch die unterschiedlichen auswertbaren Flächen aufgrund dekorrelierter Gebiete, sowie durch die unterschiedliche Größe der ausgewerteten Ausschnitte. Daher scheint der Parameter *Spannweite\_global* besser geeignet, da hier die Unterschiede zwischen TerraSAR-X Ascending und ENVISAT am geringsten ausfallen, und zudem alle drei Kurven von TerraSAR-X Ascending, TerraSAR-X Descending und ENVISAT ASAR im Zeitraum November bis März dicht beieinander liegen.

# 6 Einfluss der Atmosphäre auf die differentiell-interferometrische Messung von Höhenänderungen

*Das Schönste, was wir entdecken können, ist das Geheimnisvolle.*

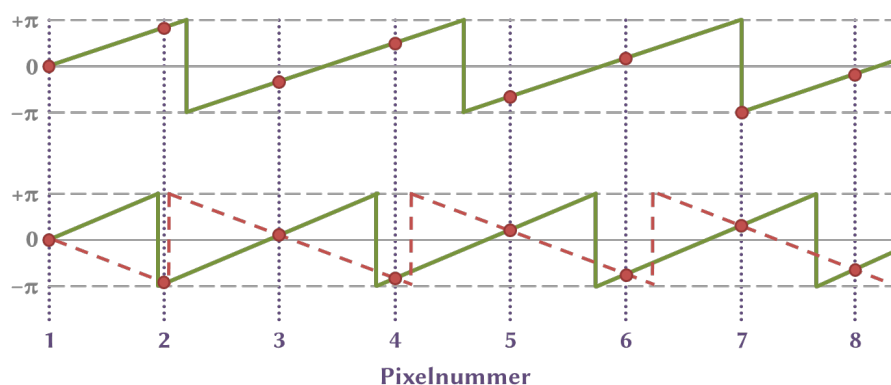
– ALBERT EINSTEIN

Die nachfolgenden Betrachtungen beziehen sich lediglich auf die vertikale Komponente von Bodenbewegungen, also auf Höhenänderungen. In Kapitel 6.1 erfolgen zunächst Betrachtungen zur theoretischen Erfassbarkeit von Höhenänderungen ohne Einbeziehung von atmosphärischen Einflüssen. Die Auswirkungen der Atmosphäre auf die differentielle Radarinterferometrie werden dann in Kapitel 6.2 behandelt.

## 6.1 Theoretische Grenzen der Erfassbarkeit von Höhenänderungen mittels Radarinterferometrie

Die Erfassbarkeit einer räumlichen Höhenänderung (bspw. von einer Senkungsmulde) mittels differentieller Radarinterferometrie unterliegt gewissen Einschränkungen. Diese hängen ab von der Radarwellenlänge, der Bodenauflösung des Sensors, dem lokalen Einfallswinkel und dem zeitlichen Intervall zwischen den zwei Aufnahmezeitpunkten des Interferogramms. Zusätzlich können Dekorrelationseffekte (siehe Kapitel 3.2) zu einer geringeren Erfassbarkeit führen, welche aber bei den nachfolgenden Betrachtungen außer Acht gelassen werden.

Für eine korrekte Interpretation eines differentiellen Interferogramms müssen die im Bereich  $-\pi \dots +\pi$  mehrdeutig gemessenen Phasenwerte in eindeutige Werte umgewandelt werden. Damit es bei diesem Prozess der Phasenabwicklung (engl. Phase Unwrapping) nicht zu Fehlern kommt, dürfen Phasenwerte benachbarter Auflösungszellen nicht um mehr als  $\pi$  voneinander differieren (maximaler Phasengradient). Ansonsten liegt eine zu geringe Abtastfrequenz nach dem NYQUIST-SHANNON-Abtasttheorem vor, wonach die Abtastfrequenz größer als die zweifache Signalfrequenz sein muss. Bei einer zu geringen Abtastfrequenz (bzw. einer zu großen Abtastentfernung) kommt es durch den sogenannten Alias-Effekt zu einer Fehlbestimmung des wahren Signals. In Abbildung 6.1 werden zwei Beispiele mit identischer räumlicher Abtastentfernung gezeigt, gekennzeichnet durch die mit Zahlen versehenen gepunkteten Linien. Im oberen Beispiel ist die Abtastfrequenz größer als die zweifache Signalfrequenz, dargestellt durch die grüne durchgezogene Linie, welche einer räumlichen Höhenänderung entspricht. Die „abgetasteten“ Messwerte (rote Punkte) repräsentieren korrekt das zugrunde liegende Signal. Im unteren Beispiel hat sich die Signalfrequenz (also der räumliche Gradient der Höhenänderung) erhöht. Bei gleichbleibender Abtastfrequenz (welche nun leicht geringer als die zweifache Signalfrequenz ist) ergibt sich anhand der acht abgetasteten Phasenwerte ein entgegengesetzt gerichteter Höhenänderungsgradient (siehe rote gestrichelte Linie).



**Abb. 6.1: Veranschaulichung des NYQUIST-SHANNON-Abtasttheorems für zwei verschiedene Höhenänderungsgradienten (grün) bei gleichbleibendem räumlichen Abtastintervall (rote Punkte)**

Die *Radarwellenlänge*  $\lambda$  hat einen direkten Einfluss auf die Mehrdeutigkeit der nur im Intervall  $-\pi \dots +\pi$  messbaren Phasenwerte. Ein vollständiger Phasenzklus (engl. Fringe) von  $2\pi \approx 6,2832$  rad entspricht einer Verschiebung in Blickrichtung des Satelliten von der halben Wellenlänge  $\lambda$ . Je größer die Radarwellenlänge eines Radarsensors (s. Tab. 6.1), desto größere räumliche Gradienten können von dem Sensor aufgelöst werden.

Die *Bodenauflösung des Radarsensors* hat ebenfalls aufgrund des NYQUIST-SHANNON-Abtasttheorems Einfluss auf den maximal erfassbaren räumlichen Gradienten von Höhenänderungen, da diese dem räumlichen Abtastintervall (und somit reziprok der

Frequenz) entspricht. Ein Sensor mit hoher Bodenauflösung (kleines Abtastintervall, beispielsweise TerraSAR-X) kann daher einen größeren räumlichen Gradienten auflösen, als ein Sensor geringerer Bodenauflösung (beispielsweise ENVISAT ASAR).

Über den *lokalen Einfallswinkel*  $\theta_{inc}$  lassen sich die in Blickrichtung (LOS) des Satelliten beobachteten Verschiebungsbeträge  $\Delta R$  in vertikale Höhenänderungen  $\Delta R_z$  umrechnen. Der Einfallswinkel hat somit ebenfalls Auswirkungen auf den maximal erfassbaren Gradienten der Höhenänderung. Dabei gilt der in Formel 6.1 dargestellte Zusammenhang.

$$\Delta R_z = \frac{\Delta R}{\cos(\theta_{inc})} \quad (6.1)$$

Dies bedeutet, dass mit größer (bezogen auf die Erdoberfläche also flacher) werden dem Einfallswinkel  $\theta_{inc}$  eine größere vertikale Höhenänderung  $\Delta R_z$  bei gleichbleibender Radarwellenlänge gemessen werden kann. Beispielsweise haben die in dieser Arbeit verwendeten TerraSAR-X Daten ( $\lambda = 3,1$  cm) des Descending Stapels einen Einfallswinkel von  $26,45^\circ$  gegenüber den Ascending Daten mit  $33,25^\circ$ . Dies ergibt nach Formel 6.1 ca. 1,74 cm pro Phasenzyklus bei Descending und 1,86 cm bei den hier verwendeten Ascending Daten.

Das *zeitliche Intervall zwischen den Aufnahmezeitpunkten* hat ebenfalls einen Einfluss auf die Erfassbarkeit von Höhenänderungen im Bergbaubereich, da diese in der Regel nicht (wie beispielsweise bei Erdbeben) abrupt auftreten, sondern kontinuierlich (linear) über einen längeren Zeitraum hinweg erfolgen. Daher kann mit zunehmender Zeitdifferenz auch eine zunehmende Höhenänderung beobachtet werden, die folglich auch den maximalen Gradienten der Höhenänderung einer Senkungsmulde beeinflusst. Die minimale Zeitdifferenz zwischen zwei Aufnahmen desselben Gebietes ist durch den Orbit des Satelliten festgelegt und kann nicht beeinflusst werden (siehe Zeile „Zeitl. Wiederholrate“ in Tab. 1.1). Auch hier kann das NYQUIST-SHANNON-Abtasttheorem zur Ermittlung der maximalen Höhenänderung pro Zeitintervall in Abhängigkeit des zeitlichen Abtastintervalls des Radarsatelliten verwendet werden.

Letztlich haben auch die *Neigung* und die *Exposition der Geländeoberfläche* (engl. Slope und Aspect) einen direkten Einfluss auf den maximal erfassbaren Gradienten einer Höhenänderung, da sich diese (wie in Kapitel 3.1 beschrieben) auf die lokale Bodenauflösung auswirken. So bewirkt beispielsweise ein zum Sensor hin geneigter Hang einen Verkürzungseffekt (engl. Foreshortening), der in diesem Bereich zu einer geringeren Bodenauflösung in Entfernungsrichtung führt. Diese von der Geländeneigung abhängigen Effekte werden in der folgenden Betrachtung nicht berücksichtigt, alle Angaben beziehen sich somit auf eine ebene Geländeoberfläche.

Tabelle 6.1 fasst die zuvor beschriebenen Einflussfaktoren zusammen. Basierend darauf wurden theoretische Höhenänderungsgradienten berechnet, sowohl bezogen auf ein einzelnes Interferogramm mit einem beliebigen Zeitintervall, als auch bezogen auf

eine Zeitreihe von Interferogrammen im minimalen Aufnahmeintervall des Sensors, umgerechnet auf die Zeitdauer eines gregorianischen Jahres.

Die in Tabelle 6.1 angegebenen Höhenänderungsgradienten werden sich in der Praxis mittels differentieller Interferometrie nicht detektieren lassen. Dies liegt unter anderem an den in Kapitel 3.2 beschriebenen diversen Fehlereinflüssen. Zudem setzen die Berechnungen voraus, dass eine lückenlose Zeitreihe zur Verfügung steht, denn schon eine einzige ausgefallene Szene würde den detektierbaren Höhenänderungsgradienten pro Jahr halbieren. Die angegebenen Werte zeigen aber gut die Einflüsse von Radarwellenlänge, Bodenauflösung und Aufnahmeintervall auf die theoretische Erfassbarkeit von Höhenänderungen. Zudem verdeutlicht Tabelle 6.1 die Unterschiede zwischen den Sensoren. Beispielsweise werden die Vorteile der großen Wellenlänge und der relativ guten Bodenauflösung von ALOS PALSAR durch das lange Aufnahmeintervall zunichte gemacht. TerraSAR-X kann (obgleich der ungünstig kleinen Wellenlänge) die größten Gradienten pro Zeitintervall abbilden, wobei hier der flachere Einfallswinkel der Ascending Szenen einen weiteren deutlichen Vorteil bringt. ENVISAT ASAR weist im Vergleich die ungünstigste Kombination von Einflussfaktoren auf, resultierend in den niedrigsten erfassbaren Gradienten.

**Tab. 6.1: Theoretische maximal detektierbare Höhenänderungsgradienten für alle Sensoren**

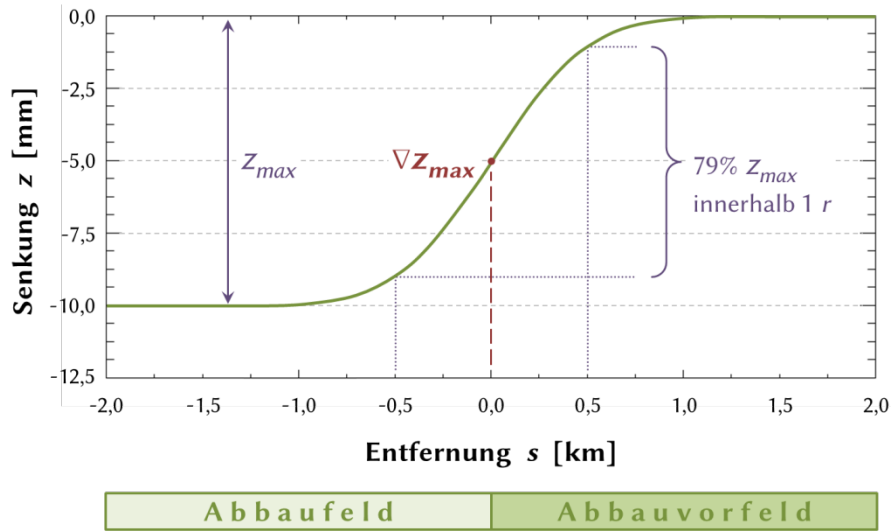
	ENVISAT ASAR	TerraSAR-X Descending	TerraSAR-X Ascending	ALOS PALSAR
Radarwellenlänge $\lambda$	56,2 mm	31,1 mm	31,1 mm	236,1 mm
Mittlerer lok. Einfallswinkel $\theta_{inc}$	22,77°	26,45°	33,25°	38,73°
Vert. Höhenänderung $\Delta R_z$ / Fringe	30,5 mm	17,4 mm	18,6 mm	151,3 mm
Bodenauflösung in Ground Range	20,15 m	2,04 m	1,66 m	7,48 m
Maximaler Höhenänderungsgradient für ein Interferogramm	0,76 $\text{m km}^{-1}$	4,26 $\text{m km}^{-1}$	5,60 $\text{m km}^{-1}$	10,12 $\text{m km}^{-1}$
Aufnahmeintervall	35 Tage	11 Tage	11 Tage	46 Tage
Maximaler Höhenänderungsgradient innerhalb von 1 Jahr	7,89 $\text{m km}^{-1} \text{a}^{-1}$	141,34 $\text{m km}^{-1} \text{a}^{-1}$	185,96 $\text{m km}^{-1} \text{a}^{-1}$	80,32 $\text{m km}^{-1} \text{a}^{-1}$

Im Folgenden soll gezeigt werden, welche Höhenänderungsgradienten in der Realität vorkommen. Die Betrachtungen erfolgen am Beispiel eines idealen Höhenänderungsbereichs nach KNOTHE (1957). Die ortsabhängige Senkung oder Hebung entlang eines Profils durch die Flanke der Höhenänderungsmulde ergibt sich nach NAWORYTA (2005) anhand des in Formel 6.2 dargestellten funktionalen Zusammenhangs.

$$z(s) = \frac{z_{max}}{r} \int_s^{\infty} \exp\left(-\pi \frac{x^2}{r^2}\right) dx \quad (6.2)$$



Dabei liegt der betrachtete Punkt bei der Entfernung  $s$ , die Höhenänderung am Ort  $s$  beträgt  $z(s)$ . Die maximale Höhenänderung beträgt  $z_{max}$  und  $r$  entspricht dem Haupteinwirkungsradius nach KNOTHE, der die Dispersion der Einflüsse beschreibt. Beim Ort  $s = 0$  liegt die Grenze zwischen dem vom Bergbau beeinflussten (Abbaufeld; negative Werte für  $s$ ) und unbeeinflussten Gebiet (Abbauvorfeld; positive  $s$ ), hier wird der maximale Gradient der Flanke der Senkungsmulde (bzw. des Hebungsbereichs) erreicht. Für  $s \rightarrow \infty$  nähert sich  $z(s)$  dem Wert null an, für  $s \rightarrow -\infty$  strebt  $z(s)$  gegen  $z_{max}$ . Ein Querprofil durch die Flanke einer Senkungsmulde mit  $r = 1$  km und  $z_{max} = -10$  mm ist in Abbildung 6.2 dargestellt.



**Abb. 6.2: Stark überhöhtes Querprofil durch die Flanke einer Senkungsmulde nach KNOTHE**

Üblicherweise wird der Haupteinwirkungsradius über Gebirgsparameter wie die Abbauteufe und den Haupteinwirkungswinkel definiert, die maximale Senkung ergibt sich über die abgebaute Mächtigkeit und einen Absenkungsfaktor (s. NAWORYTA, 2005). Diese Gebirgsparameter sind jedoch für diese Arbeit nicht weiter von Belang. Die Form und der Gradient der Höhenänderungsflanke sind auch bei anderweitig verursachten Höhenänderungen zu beobachten. Hierbei gilt immer, dass im Bereich des einfachen Haupteinwirkungsradius ( $-r/2 \leq s \leq +r/2$ ) ca. 79,0 % der maximalen Senkung  $z_{max}$  stattfinden, im Bereich des zweifachen Radius ( $-r \leq s \leq +r$ ) treten bereits etwa 98,8 % der Senkung auf.

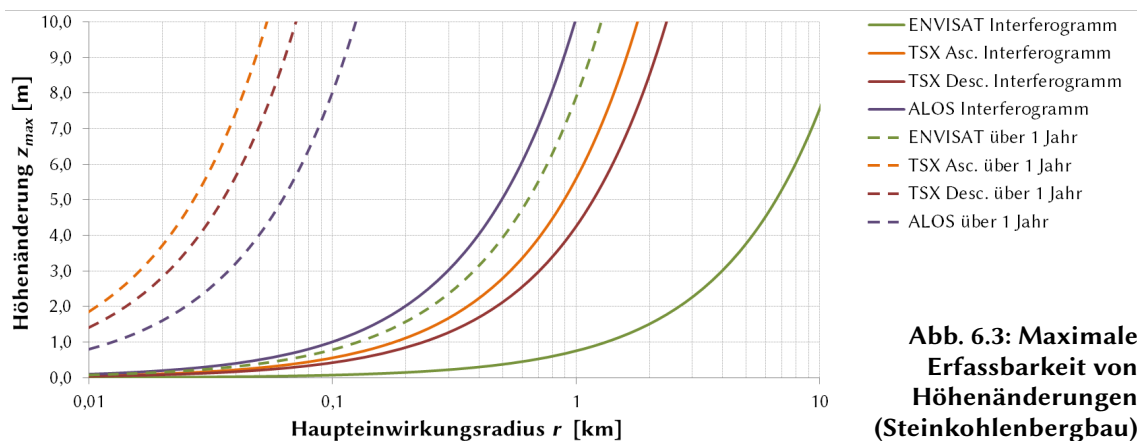
Für diese Arbeit ist von Interesse, ob der maximal auftretende Gradient der Senkungsflanke mittels differentieller Interferometrie erfassbar ist. Dieser maximale Gradient  $\nabla z_{max}$  in Abhängigkeit vom Haupteinwirkungsradius und dem Senkungsmaximum ergibt sich anhand des Maximums der ersten Ableitung von Formel 6.2 zu:

$$\nabla z_{max}(z_{max}, r) = \frac{\delta z(s=0)}{\delta s} = \frac{z_{max}}{r} \quad (6.3)$$

Der maximale Gradient besitzt die Einheit Meter pro Meter. Damit ergeben sich ziemlich kleine Zahlenwerte. Daher wird im Folgenden ein mit dem Faktor  $10^6$  in [mm/km] oder mit  $10^3$  in [m/km] umgerechneter Gradient verwendet. Mit Formel 6.3 ergibt sich für das in Abbildung 6.2 dargestellte Beispiel ein maximaler Gradient von 10 mm/km.

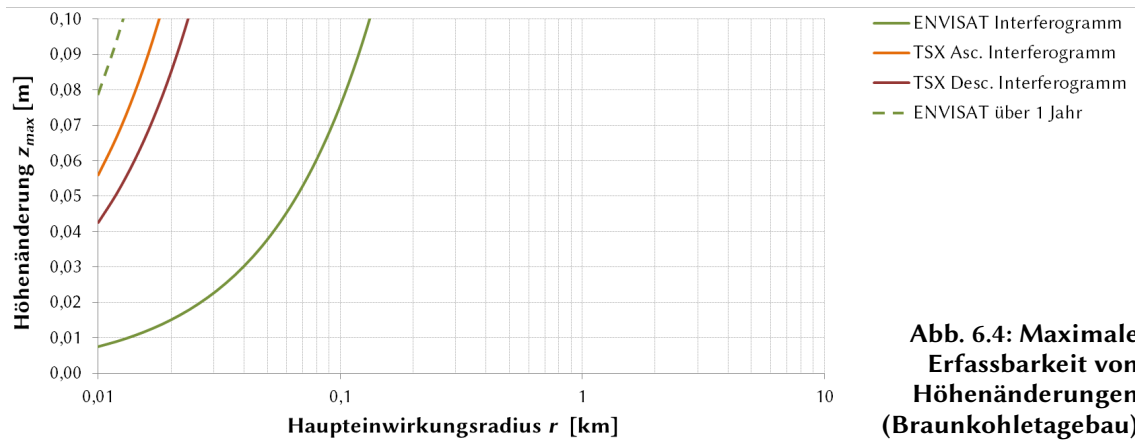
Bei dem Vergleich des theoretisch mit der Radarinterferometrie erfassbaren maximalen Höhenänderungsgradienten mit dem maximalen Gradienten einer Senkungsmulde muss immer auch das betrachtete Zeitintervall mit einbezogen werden. Im Folgenden wird vereinfacht von einer zeitlich linearen Änderung des Maximums der Höhenänderung  $z_{max}$  ausgegangen.

Abbildung 6.3 stellt die in Tabelle 6.1 berechneten maximalen Höhenänderungsgradienten für die hier verwendeten Sensoren graphisch dar, in Abhängigkeit von Haupteinwirkungsradius und maximaler Höhenänderung nach KNOTHE. Eine Höhenänderung lässt sich mit einem Sensor erfassen, wenn die Werte  $z_{max}$  und  $r$  der Höhenänderung im Diagramm unterhalb bzw. rechts von der Linie des jeweiligen Sensors liegt. Die auf ein Jahr bezogenen Linien setzen voraus, dass ein lückenloser Datenstapel im minimalen Aufnahmeintervall des Sensors vorhanden ist.



**Abb. 6.3: Maximale Erfassbarkeit von Höhenänderungen (Steinkohlenbergbau)**

Der in Abbildung 6.3 dargestellte Höhenänderungsbereich bis  $z_{max} = 10$  m ist geeignet für Höhenänderungen im aktiven Steinkohlenbergbau. Im Braunkohletagebau ist lediglich mit Höhenänderungen von wenigen Zentimetern zu rechnen. Für dieses Anwendungsgebiet gibt Abbildung 6.4 eine vergrößerte Darstellung des Diagramms aus Abbildung 6.3 im Bereich bis  $z_{max} = 10$  cm. Dabei muss angemerkt werden, dass die Theorie nach KNOTHE für den Steinkohlenbergbau entwickelt wurde; die Anwendbarkeit im Braunkohletagebau ist somit fraglich. Die folgenden Betrachtungen erfolgen unter der Annahme, dass die im Braunkohletagebau aufgrund von Grundwasserspiegeländerungen entstehenden Flanken von Höhenänderungsbereichen ähnlich sind. Daher werden vereinfacht auch hier Höhenänderungsgradienten in Abhängigkeit von Haupteinwirkungsradius und maximaler Höhenänderung nach KNOTHE angenommen.



**Abb. 6.4: Maximale Erfassbarkeit von Höhenänderungen (Braunkohletagebau)**

In Bezug auf die Abbildungen 6.3 und 6.4 soll an dieser Stelle nochmals angemerkt werden, dass die dargestellten theoretischen Erfassungsgrenzen in der Realität nicht erreichbar sein werden. Die errechneten und dargestellten Werte ermöglichen jedoch das Anstellen von Vergleichen zwischen den hier verwendeten unterschiedlichen Radardatenstapeln.

## 6.2 Auswirkungen atmosphärischer Phasenverschiebungen auf die Messung von Höhenänderungen

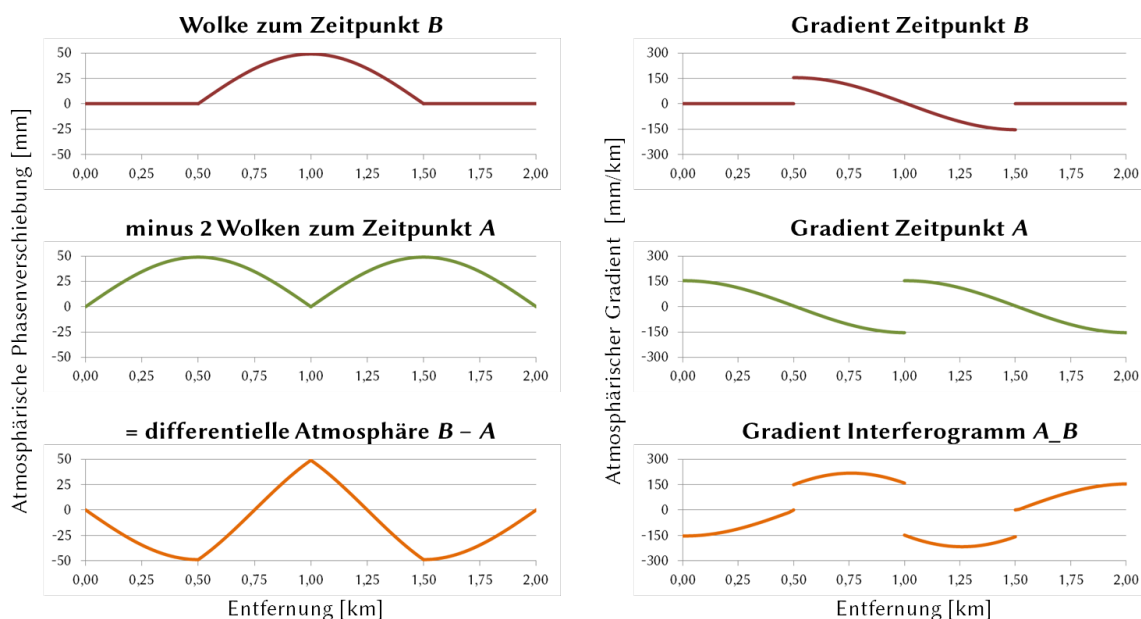
In diesem Kapitel werden die Auswirkungen der in Kapitel 5 beobachteten atmosphärischen Phasenverschiebungen auf die theoretische Erfassbarkeit von Höhenänderungen mittels differentieller Radarinterferometrie untersucht. Dabei werden zunächst einzelne Interferogramme betrachtet, die die Höhenänderung zwischen zwei Zeitpunkten beinhalten. Anschließend werden die Auswirkungen von Atmosphäre auf rasterbasierte Stapelungsverfahren beschrieben, und abschließend auf Aspekte von punktbasierten Zeitreihenauswertungen wie die Persistent Scatterer Interferometrie eingegangen.

### 6.2.1 Auswirkungen auf einzelne differentielle Interferogramme

Bei einzelnen differentiellen Interferogrammen kommt es durch die von der Atmosphäre verursachten Phasenverschiebungen zu lokalen Fehlern bei der Messung von Höhenänderungen. Dabei ist zu beachten, dass ein Interferogramm immer die atmosphärischen Phasenverschiebungen seiner zwei Aufnahmezeitpunkte aufweist. Dadurch kann es in einem Interferogramm zu einer Verdoppelung des atmosphärischen Gradienten kommen. Beispielsweise führt ein linearer Gradient von  $-1$  mm/km in einem Bereich der Szene zum Zeitpunkt  $A$ , sowie ein linearer Gradient von  $+1$  mm/km an derselben Stelle zum Zeitpunkt  $B$ , bei der Interferogrammkombination  $A\_B = B - A$  zu einem verdoppelten Gradienten von  $+2$  mm/km.

Abbildung 6.5 zeigt diese Erhöhung des Gradienten anhand eines komplexeren Beispiels mit sinusförmigen Wolken, die zu den beiden Aufnahmezeitpunkten eines Interferogramms gegeneinander versetzt auftreten, ansonsten aber von identischer Gestalt sind. Die Wolken besitzen zu beiden Zeitpunkten *A* und *B* eine maximale Phasenverschiebung von 50 mm (s. Abb. 6.5 links). Die Wolken bewirken damit einen Gradienten von bis zu 157 mm/km (s. Abb. 6.5 rechts). Bei gleicher räumlicher Erstreckung von einem Kilometer sind die Wolken jedoch um 500 Meter gegeneinander versetzt.

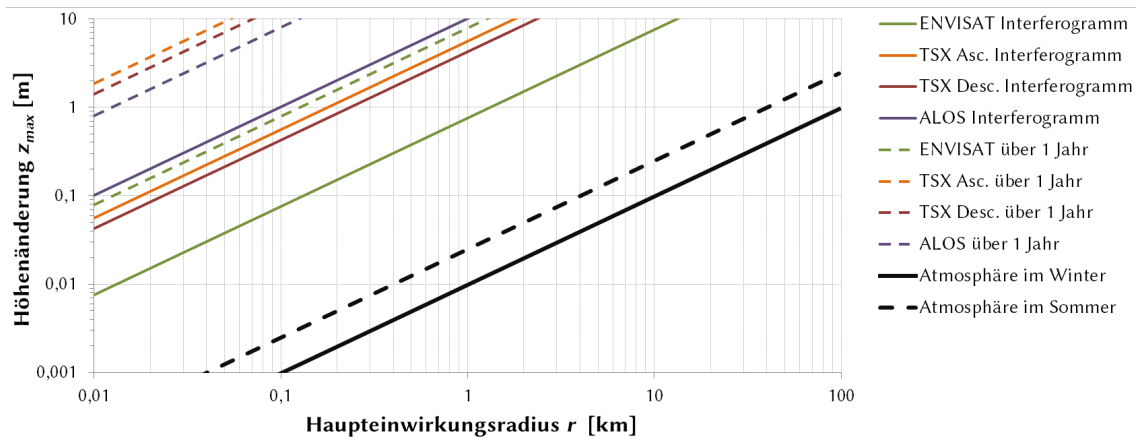
Die resultierenden Phasenverschiebungen in der Differenz zwischen beiden Zeitpunkten (also in dem Interferogramm *A\_B*) nimmt nun Werte zwischen -50 mm und +50 mm an, der resultierende Gradient im Interferogramm erreicht Werte bis zu 222 mm/km. Dies entspricht einer Zunahme um den Faktor 1,4 (in diesem speziellen Fall genauer  $\sqrt{2}$ ). Je nach räumlicher Lage der Wolken zu den zwei Zeitpunkten (Verschiebung entlang der Entfernungachse) kann der resultierende Gradient jedoch das Zweifache des ursprünglichen Gradienten erreichen, dann jedoch für einen kleineren räumlichen Bereich.



**Abb. 6.5: Vergrößerung des Gradienten der atmosphärischen Laufzeitverzögerung durch die Interferogrammbildung**

Aufbauend auf den Darstellungen in den Abbildungen 6.3 und 6.4 sollen nun die in Kapitel 5 beobachteten atmosphärischen Gradienten benutzt werden, um die theoretischen Grenzen bei der differentiell-interferometrischen Messung von Höhenänderungen weiter einzuschränken. Hierzu wird der Atmosphärenparameter *Gradient\_lokal* verwendet, und zwar mit den leicht höheren Messwerten basierend auf ENVISAT ASAR. Diese betragen minimal 4,9 mm/km im Dezember sowie maximal 12,4 mm/km im Juni (siehe Abb. 5.16 rechts in Kap. 5.3).

Nach den vorhergehenden Überlegungen können diese Gradienten in einem differentiellen Interferogramm doppelt so hoch auftreten. Diese verdoppelten Werte dienen nun zur Angabe einer theoretischen unteren Erfassungsgrenze von Höhenänderungen (siehe schwarze Linien in Abbildung 6.6), wiederum basierend auf der Theorie von KNOTHE.



**Abb. 6.6: Atmosphärisch bedingte minimale Grenzen der theoretischen Erfassbarkeit von Höhenänderungen im Sommer und im Winter**

Abbildung 6.6 zeigt die identischen Linien wie die Abbildungen 6.3 und 6.4, diesmal jedoch mit doppelt-logarithmischer Skalierung, wodurch sich gerade Linienverläufe ergeben. Neu hinzugekommen sind die schwarzen Linien, welche die beobachteten maximalen und minimalen Gradienten der Atmosphäre beschreiben (dargestellt für den Datenstapel TerraSAR-X Ascending). Im Folgenden soll beispielhaft ein Höhenänderungsbereich mit einem Haupteinwirkungsradius von 1.000 Metern betrachtet werden. Ändert sich die Höhe in diesem Bereich um 10 Zentimeter, lässt sich die Höhenänderung erfassen. Ist die Höhenänderung jedoch geringer, so verringern sich auch die beobachtbaren Gradienten. Unter ca. 2,5 cm ist der Gradient so gering, dass er dem einer durchschnittlichen Atmosphäre im Sommer entspricht (gestrichelte schwarze Linie). Die Höhenänderung ist somit in einem einzelnen Interferogramm nicht mehr von Atmosphäre zu unterscheiden. Bei einer Höhenänderung von unter 1 cm ist der Gradient im Bereich der Flanke des Höhenänderungsbereichs so gering geworden, dass selbst eine sehr schwache Atmosphäre im Winter den Gradienten völlig überdecken würde (durchgezogene schwarze Linie).

Abschließend soll noch ein weiterer, wenn auch trivialer Aspekt bezüglich der Auswirkungen von Atmosphäre auf einzelne differentielle Interferogramme angesprochen werden. Bei der differentiellen Interferometrie müssen zur Erfassung von Höhenänderungen in der Regel die Phasenwerte des Interferogramms abgewickelt werden. Bei der Phasenabwicklung wird ein Pixel als Referenzpixel festgelegt, und sämtliche Pixel hierauf bezogen. Ähnlich wie bei einer Netzausgleichung unter Zwang bei geodätischen Messverfahren beziehen sich sämtliche Messwerte dann auf diesen „Referenz-

punkt“, welcher frei von Bewegung sein sollte. Ist das Referenzpixel zum Bezugszeitpunkt des Interferogramms durch Atmosphäre beeinflusst, führt dies zu einer Verschiebung der Höhenänderungen sämtlicher Pixel um einen konstanten Betrag. Alle Pixel, die sich außerhalb des atmosphärischen Bereichs befinden, in dem das Referenzpixel liegt, werden somit falsch berechnet.

## 6.2.2 Auswirkungen bei rasterbasierten Stapelungsverfahren

In diesem Unterkapitel werden Betrachtungen hinsichtlich des atmosphärischen Einflusses bei der Auswertung eines Stapels von differentiellen Interferogrammen mit Stapelungsverfahren angestellt. Dabei ist der in Kapitel 3.3 beschriebene Ansatz eines verzweigten Stapels gemeint, nicht das in der Gamma Software realisierte Programm stacking, welches lediglich eine mittlere Deformationsrate über einen Stapel von abgewinkelten differentiellen Interferogrammen ermittelt.

Bei rasterbasierten Stapelungsverfahren kommt es ebenfalls zu Fehlern, wenn das gewählte Referenzpixel zu einem Zeitpunkt (oder evtl. auch zu mehreren) von Atmosphäre beeinflusst ist. Dies lässt sich allerdings nicht völlig ausschließen, da Atmosphäre räumlich und zeitlich zufällig ist und das Referenzpixel über den gesamten Stapel an einer einheitlichen Stelle verbleiben sollte. Abbildung 6.7 soll dies anhand von fünf Zeitpunkten A – E verdeutlichen.

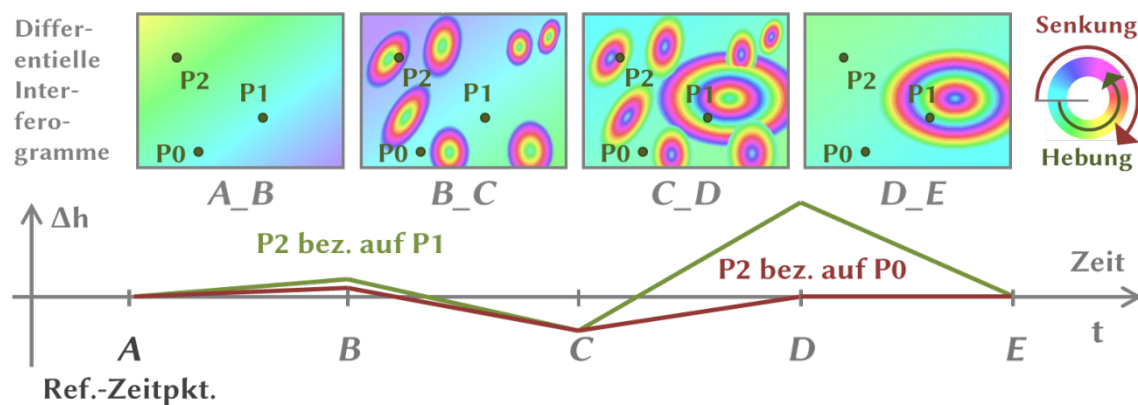


Abb. 6.7: DInSAR Stapelung basierend auf den Interferogrammen aus Abb. 3.6 in Kap. 3.2, mit Höhenänderungsdiagramm für den Punkt P2, bezogen auf unterschiedliche Referenzpunkte P0 und P1 sowie Referenzzeitpunkt A

Die vier differentiellen Interferogramme in Abbildung 6.7 beziehen sich auf die bereits in Abbildung 3.6 (Kapitel 3.2) dargestellten Wetterlagen und enthalten keinerlei Höhenänderungen. Dabei war die Atmosphäre zum Referenzzeitpunkt A homogen, also ohne lokale Phasenverschiebungen. Jedes Pixel besitzt zum Referenzzeitpunkt einen Wert von null, die nachfolgenden Zeitpunkte werden durch Aufsummation der Interferogramme berechnet. Jeder mit dem Stapelungsverfahren ermittelte Zeit-



punkt  $X$  weist daher lediglich die jeweilige Atmosphäre zum Zeitpunkt  $X$  auf. Bei der Addition des nächsten Interferogramms rechnet sich diese Atmosphäre wieder heraus.

Abbildung 6.7 zeigt unten den scheinbaren Höhenänderungsverlauf für Punkt P2, bezogen auf zwei unterschiedliche Referenzpunkte P0 (rote Linie) und P1 (grüne Linie). Referenzpunkt P0 ist zu allen Zeitpunkten kaum von atmosphärischen Störungen beeinflusst. Der atmosphärisch bedingte Höhenänderungsverlauf von Punkt P2 ist lediglich zu Zeitpunkt C von einer lokalen Inhomogenität im Interferogramm  $B\_C$  beeinflusst. Dieser entspricht einer scheinbaren Senkung. Da diese Inhomogenität im darauffolgenden Interferogramm  $C\_D$  identisch, aber mit entgegengesetztem Vorzeichen auftritt, geht die scheinbare Höhenänderung zum Zeitpunkt D wieder auf null zurück. Die grüne Linie zeigt ebenfalls die Höhenänderung von P2, nun jedoch bezogen auf den Referenzpunkt P1. Dieser Referenzpunkt ist zum Zeitpunkt D durch eine starke atmosphärische Störung beeinträchtigt (ein kompletter Phasenzyklus am Punkt P1 entsprechend  $2\pi$  rad). Dies führt dazu, dass zum Zeitpunkt D sämtliche Pixel des Interferogramms (also auch Punkt P2) eine um  $2\pi$  falsche scheinbare Höhenänderung erfahren (außer im direkten Umfeld von P1). Dieser Einfluss des Interferogramms  $C\_D$  ist jedoch nur auf den Zeitpunkt D beschränkt, da die atmosphärische Phasenverschiebung in Interferogramm  $D\_E$  negiert auftritt, was im nachfolgenden Zeitpunkt E wieder eine Höhenänderung von null ergibt.

Die Wahl des Referenzzeitpunktes hat demgegenüber größere Auswirkungen, was in Abbildung 6.8 mit einem abweichenden Referenzzeitpunkt (D statt A) verdeutlicht werden soll. Alle Pixel zum Referenzzeitpunkt D besitzen definitionsgemäß eine Höhe von null. Ungeachtet dessen beinhalten die Interferogramme vor ( $C\_D$ ) und nach dem Referenzzeitpunkt ( $D\_E$ ) die Phasenverschiebung zum Zeitpunkt D. Wenn der Referenzzeitpunkt von starken atmosphärischen Inhomogenitäten beeinflusst ist, führt dies dazu, dass die Phasenverschiebung D in allen vor- oder nachfolgend berechneten Zeitpunkten weiterhin auftaucht. In Abbildung 6.8 führt dies zu einer Verschiebung der Höhenänderungskurven entlang der  $\Delta h$ -Achse. Das beschriebene Phänomen betrifft allerdings nur Pixel, welche in einem durch Atmosphäre beeinflussten Bereich liegen. So bleibt die rote Kurve (P2 bezogen auf P0) im Vergleich zu Abbildung 6.7 unverändert, da weder P0 noch P2 durch Atmosphäre beeinflusst sind.

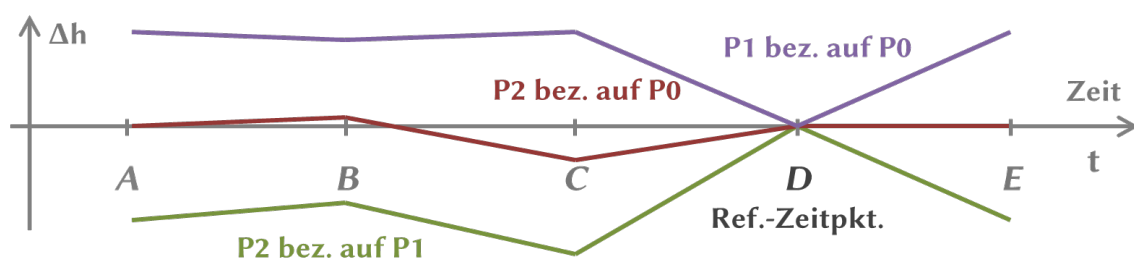


Abb. 6.8: Fortsetzung der Höhenänderungsdiagramme von Abb. 6.7, nun bezogen auf den Referenzzeitpunkt A



Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der Referenzzeitpunkt möglichst frei von Atmosphäre sein sollte, da sich die durch Phasenverschiebungen beeinflussten Bereiche in sämtlichen berechneten Zeitpunkten wiederfinden. Das in dieser Arbeit vorgestellte Verfahren zur Detektion atmosphärischer Phasenverschiebungen eines einzelnen Zeitpunkts kann eine gute Hilfe bei der Wahl einer möglichst unbeeinflussten Referenzszenen sein.

Zudem sollte darauf geachtet werden, dass der Referenzpunkt zu möglichst wenigen Zeitpunkten von Atmosphäre beeinflusst ist. Zu diesen Zeitpunkten wird die Höhenänderung eines jeden Pixels verfälscht, sofern die Pixel nicht im gleichen atmosphärisch beeinflussten Gebiet liegen, wie der Referenzpunkt selbst. Diese Empfehlung lässt sich jedoch nicht immer berücksichtigen, da bei längeren Zeitreihen aufgrund der Zufälligkeit atmosphärischer Phasenverschiebungen fast jedes Pixel irgendwann einmal beeinflusst sein wird.

Im Gegensatz zu dem hier verwendeten Stapelungsverfahren gibt es in der Literatur Ansätze, bei denen durch die Verwendung einer Vielzahl von Interferogrammkombinationen eine Überbestimmung der Messwerte erzeugt wird. Solche Multireferenz- oder Multibasislinien-Stapelungsverfahren wie beispielsweise SBAS (vgl. LANARI et al., 2007) oder das Programm mb (bzw. das punktbasierte mb\_pt) der Gamma Software verwenden beispielsweise sämtliche Interferogrammkombinationen mit einer sowohl kleinen zeitlichen als auch kleinen räumlichen Basislinie, deren zuvor abgewickelten Phasen miteinander verrechnet werden. Von diesen Stapelungsverfahren muss, im Hinblick auf die oben ausgeführten Auswirkungen der Atmosphäre, abgeraten werden, da hier Zeitpunkte zum Teil unterschiedlich oft als Master- und als Slave-Szene eines Interferogramms verwendet werden. Dies führt im Gegensatz zum verzweigten Stapel unter Umständen nicht zu der oben beschriebenen vollständigen Herausrechnung der Atmosphäre eines Zeitpunkts. Somit kann es über die Zeitreihe hinweg zu einem vom Referenzzeitpunkt ausgehenden, zunehmenden Fehlereinfluss durch das mehrfache Auftreten von Atmosphärenbestandteilen desselben Zeitpunkts kommen.

Davon abgesehen setzen die auf einem Multireferenz-Stapel basierenden Ansätze die einwandfreie Phasenabwicklung sämtlicher verwendeter Interferogramme voraus, deren manuelle Überprüfung bei einer Vielzahl von Interferogrammen kaum möglich ist. Phasenabwicklungsfehler und Atmosphäre stellen nach LANARI et al. (2007) die beiden hauptsächlichen Einschränkungen der SBAS Methode dar.

### 6.2.3 Auswirkungen auf die Persistent Scatterer Interferometrie

Die Ergebnisse der Persistent Scatterer Interferometrie (PSI) werden ähnlich durch Atmosphäre beeinflusst, wie es schon bezüglich der Stapelungsverfahren beschrieben wurde. Ein besonderes Augenmerk sollte auch hier auf die Atmosphäre des Referenzzeitpunkts sowie auf die Lage des Referenzpunktes gelegt werden.

Eine Besonderheit der PSI stellt die anfängliche Verbesserung der differentiellen Phasenwerte durch Schätzung einer linearen Deformationsrate sowie eines Höhenfehlers für jeden Punkt dar. Diese Schätzung erfolgt anhand einer zweidimensionalen Regressionsanalyse der Phasenwerte in Abhängigkeit von der Zeit und der senkrechten Basislinie. Daher sollten am Anfang und am Ende der Zeitreihe keine stark durch Atmosphäre beeinflussten Szenen vorherrschen, da diese bei der Regressionsanalyse eine besonders große „Hebelwirkung“ besitzen. Das Gleiche gilt für Szenen mit einer betragsmäßig großen (sowohl positiven, als auch negativen) senkrechten Basislinie, wodurch auch Szenen mit Atmosphäre inmitten einer Zeitreihe zu einer unkorrekten Schätzung des Höhenfehlers führen können.

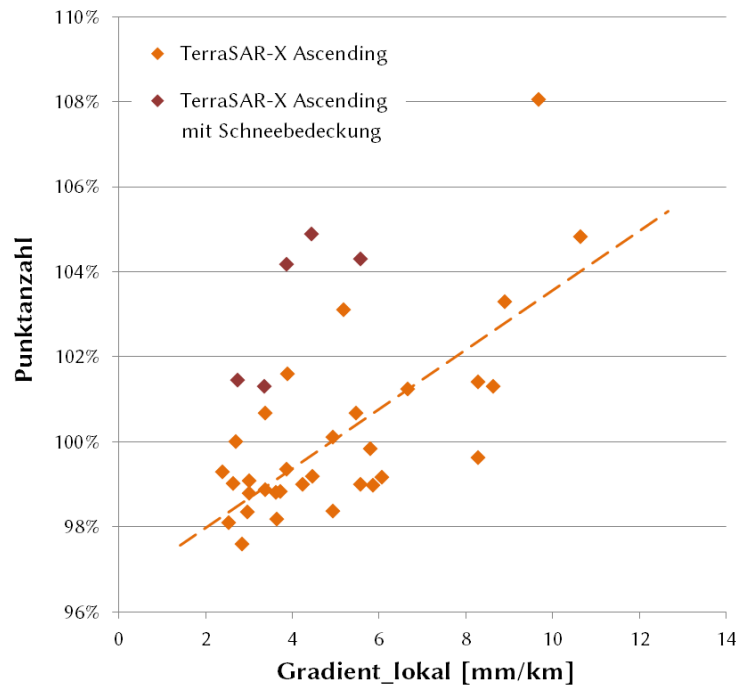
Die hinsichtlich Atmosphäre bei der PSI allgemein gebräuchliche Vorgehensweise beruht auf der Annahme, dass die atmosphärischen Phasenverschiebungen räumlich korrelieren (räumlich niedrigfrequente Signale), jedoch von einem Aufnahmezeitpunkt zum nächsten keinerlei Korrelation aufweisen. Durch geeignete räumliche Tiefpassfilter können diese Signale einfach entfernt werden. Hierbei sollte jede Szene individuell nach der vorherrschenden Atmosphäre gefiltert werden, was oftmals vernachlässigt wird. Allerdings werden mit einer Filterung in den meisten Fällen auch Höhenänderungen mit zeitlich nichtlinearen Bewegungsverläufen aus den Daten entfernt, übrig bleiben dann größtenteils die zuvor geschätzten zeitlich linearen Bewegungsanteile. Aus diesem Grund sollte die Filterung von Atmosphäre bei der PSI nur vorsichtig erfolgen, oder ganz darauf verzichtet werden. Die Atmosphäre zeigt sich dann bei der PSI meist durch deutliche „Ausreißer“ in den Höhenänderungs-Zeitreihen zu einzelnen Zeitpunkten. Durch geeignete Zeitreihenanalysen können die Zeitreihen nachträglich gefiltert („bereinigt“) werden.

Unterschiede können sich bei der PSI dadurch ergeben, ob die Phasenabwicklung über ein räumliches Netzwerk zwischen den Punkten erfolgt, oder ob die Phasenwerte rein zeitlich (Punkt für Punkt) abgewickelt werden. Beispielsweise erfolgt nach der empfohlenen Vorgehensweise der PSI Auswertung bei der Gamma Software (IPTA) zu Beginn eine rein zeitliche Phasenabwicklung. Dabei führen starke atmosphärische Phasenverschiebungen zu einem Zeitpunkt (kleiner oder größer  $\pm 1 \pi$  rad) meist zu einer fehlerhaften Phasenabwicklung. Dies kann, besonders bei der initialen Schätzung von Deformationsrate und Höhenfehler, gravierende Auswirkungen auf die Aussagefähigkeit des betreffenden PS Punktes haben, oder auch zum Wegfall des Punktes führen.

Erst im späteren Verlauf der Auswertung erfolgt eine räumliche Phasenabwicklung durch Netzausgleichung. Diese setzt allerdings voraus, dass eine genügend hohe Dichte an PS Punkten vorhanden ist, damit die Phasenänderungen im Netz korrekt interpretiert werden können. Dies ist oftmals im ländlichen Raum nicht gegeben, weswegen hier besser auf Szenen mit besonders starker Atmosphäre verzichtet werden sollte.

Generell lässt sich beobachten, dass durch Szenen mit starker Atmosphäre die Bestimmung der Deformationsrate und des Höhenfehlers von PS Punkten fehleranfälliger wird und Unsicherheiten bei der Regressionsanalyse zunehmen. Dies bewirkt letztendlich eine höhere Standardabweichung der residualen Phasenwerte eines Punktes. Diese Standardabweichung wird als Kriterium für die Güte eines PS Punktes verwendet und führt unter Umständen aufgrund eines zuvor festgelegten Schwellwerts auch zum Ausschluss des Punktes aus der weiteren Auswertung. Damit bewirken Szenen mit ausgeprägter Atmosphäre in einem Szenenstapel, dass weniger Punkte im finalen Ergebnis übrig bleiben.

Um die im vorstehenden Absatz angeführten Behauptungen zahlenmäßig zu untermauern, wurden am Beispiel des TerraSAR-X Ascending Datenstapels Untersuchungen bezüglich der PS Punktzahl angestellt. Hier zeigt sich, dass durch den jeweiligen Ausschluss einer Szene mit starker Atmosphäre die Punktzahl nach der Regressionsanalyse erhöht werden kann. Wenn beispielsweise die Szene mit dem höchsten in Kapitel 5.2 ermittelten Parameterwert für *Gradient\_lokal* von der Auswertung ausgeschlossen wird, erhöht sich die Punktzahl nach der Regressionsanalyse um 4,8 % (2.952.534 Punkte anstelle von 2.816.970 Punkten auf Grundlage von allen 37 Szenen). Wird stattdessen die Szene mit dem zweithöchsten ermittelten Parameterwert für *Gradient\_lokal* ausgeschlossen, so erhöht sich die Punktzahl sogar auf 108,1 % (3.043.771 Punkte). Der Zusammenhang zwischen dem Auslassen einer Szene und der resultierenden relativen Punktzahl ist als Diagramm in Abbildung 6.9 dargestellt. Zu beobachten ist, dass etwas mehr als die Hälfte der Szenen eher einen positiven Effekt auf die Punktzahl besitzt, so dass ein Auslassen einer dieser Szenen sogar einen Verlust an Punkten bewirkt (Werte unter 100 %). Dies betrifft vorwiegend Szenen mit einem Parameterwert für *Gradient\_lokal* von unter 6 mm/km. Zu berücksichtigen ist, dass Atmosphäre nicht der einzige Einflussfaktor bei der PSI Auswertung ist, der zu einem Verlust von Punkten führen kann. Beispielsweise haben ebenfalls Zeitpunkte, zu denen eine geschlossene Schneebedeckung von über zwei Zentimetern vorherrscht, einen negativen Einfluss auf die Punktzahl. Diese fünf Szenen wurden in Abbildung 6.9 gesondert dargestellt. Eventuell existieren darüber hinaus noch weitere Faktoren, die ebenfalls einen Einfluss auf die Punktzahl besitzen (beispielsweise durch geometrische Dekorrelation aufgrund einer hohen senkrechten Basislinie), was noch weiter untersucht werden müsste.



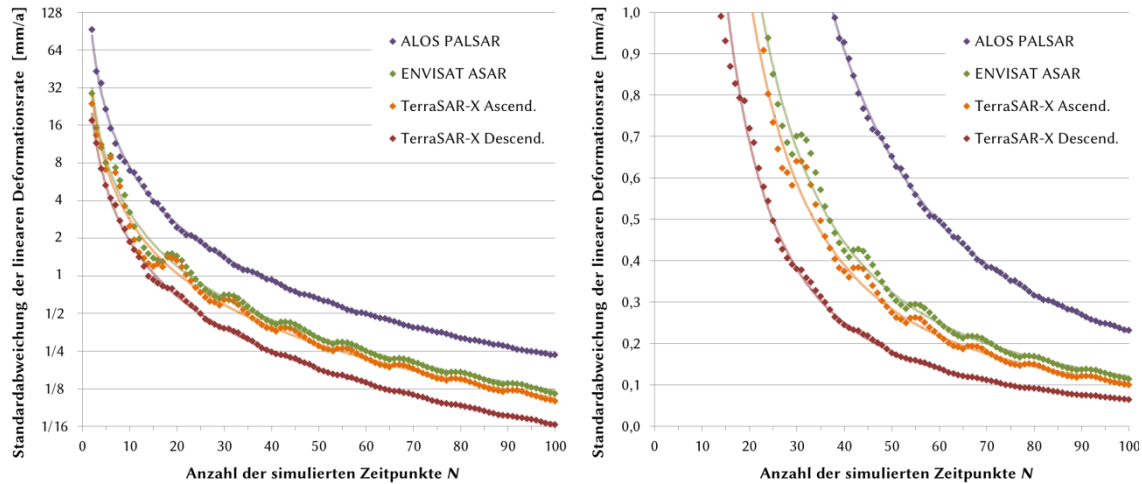
**Abb. 6.9: Vergleich der relativen PSI Punktzahl mit dem Atmosphärenparameter Gradient\_lokal bei Ausschluss der jeweiligen Szene**

Oftmals werden bei der PSI Auswertung anstelle von Zeitreihen lediglich die daraus abgeleiteten linearen Deformationsraten für eine flächige Ergebnisdarstellung verwendet. Auch auf die Ermittlung der linearen Deformation hat die Atmosphäre einen Einfluss, der mit zunehmender Szenenanzahl geringer wird. Das liegt daran, dass die zugrunde liegende Regressionsanalyse mit steigender Anzahl an Messwerten statistisch sicherer wird. Bei Datenstapeln mit einer geringen Anzahl von Szenen weisen die PS eine starke kleinräumige Streuung in den Werten der linearen Deformationsraten auf und lassen sich aus diesem Grund nicht sinnvoll mit PSI auswerten.

Um dieses Phänomen genauer zu untersuchen, wurden Simulationen durchgeführt. Dazu wurden mehrere tausend Zeitreihen erzeugt, die keinerlei Höhenänderungen aufweisen, sondern lediglich durch die in Kapitel 5.2.6 beobachteten jahreszeitlichen Unterschiede durch Atmosphäre beeinflusst sind. Anschließend wird von jeder Zeitreihe die Deformationsrate bestimmt, welche theoretisch null sein müsste. Durch die Atmosphäre ergeben sich jedoch normalverteilte Deformationsraten, von denen die Standardabweichung bestimmt wurde. Diese Untersuchung wurde für eine variierende Anzahl von  $N$  Zeitpunkten wiederholt, um den Einfluss der Stapelgröße auf die atmosphärisch bedingte Streuung der Deformationsrate zu erhalten. Die Simulationsergebnisse für die hier verwendeten vier Sensoren sind in Abbildung 6.10 dargestellt.

Die Simulationsergebnisse zeigen, dass erwartungsgemäß mit zunehmender Anzahl von Zeitpunkten die Streuung der Deformationsraten abnimmt. ALOS PALSAR besitzt die stärkste Beeinflussung durch atmosphärische Störungen und weist damit auch die höchsten Standardabweichungen auf. Bei TerraSAR-X Ascending und ENVISAT ASAR lässt sich der Einfluss der Sommerszenen durch Schwankungen in der Standardabwei-

chung beobachten. Hier bestätigt sich die weiter oben getroffene Behauptung, dass es besser sein kann, am Anfang oder am Ende einer Zeitreihe atmosphärisch stark beeinflusste Szenen wegzulassen, da diese eine besonders große Hebelwirkung bei der Regressionsanalyse besitzen.



**Abb. 6.10:** Ergebnisse der Simulation von atmosphärisch beeinflussten PSI Zeitreihen für verschiedene Sensoren in Abhängigkeit von der Größe des Datenstapels (links logarithmische Skalierung, rechts normale Skalierung der Achse)

Die Diagramme ermöglichen auch eine Aussage darüber, wie viele Szenen für eine PSI Auswertung zur Verfügung stehen müssen, damit eine gewisse gewünschte Genauigkeit der linearen Deformationsrate erreicht wird. Um beispielsweise eine Standardabweichung von besser als 0,3 mm pro Jahr zu erreichen, müssen von TerraSAR-X Descending 36 Zeitpunkte zur Verfügung stehen, von TerraSAR-X Ascending hingegen mindestens 48 Szenen (ähnlich ENVISAT ASAR mit 52 Szenen). Von ALOS PALSAR müssten hingegen mindestens 84 Szenen vorhanden sein, um eine Standardabweichung unter 0,3 mm/a zu unterschreiten. Diese Angaben setzen voraus, dass die Szenen eines Datenstapels jahreszeitlich annähernd gleichmäßig verteilt sind.

Abschließend lässt sich zusammenfassen, dass Szenen mit Atmosphäre besser aus dem Datenstapel für eine PSI Auswertung entfernt werden sollten, sofern keine Möglichkeit einer Korrektur besteht. Bei Datenstapeln mit einer geringen Anzahl von Szenen fällt diese Vorgehensweise jedoch nicht leicht, da ungern auf eine der wenigen Szenen verzichtet wird. Doch gerade bei einem Datenstapel von geringem Umfang sind die beschriebenen Auswirkungen auf die Schätzung von Deformationsrate und Höhenfehler besonders stark ausgeprägt. Daher sollte bei einem kleinen Datenstapel nach Möglichkeit eher ein rasterbasiertes Stapelungsverfahren angewendet werden.

# 7 Zusammenfassung

*Felix, qui potuit rerum cognoscere causas.*  
(Glücklich, wer den Dingen auf den Grund sehen kann.)  
– VERGIL, Georgica II (490)

Das Wetter besitzt einen erheblichen Einfluss auf die interferometrische Messung von Bodenbewegungen. Vor allem lokale Inhomogenitäten der turbulenten Wasserdampfverteilung in der Troposphäre führen neben Temperatur- und Luftdruckunterschieden zu Phasenverschiebungen durch Refraktion. Deren Stärke ist unabhängig von der betrachteten Radarwellenlänge, lediglich durch verschiedene Einfallswinkel der Radarstrahlung können sich signifikante Unterschiede zwischen den Datenstapeln ergeben. Weitere Phasenverschiebungen entstehen durch die Streuung an Hydrometeoren in der Luft. Zusätzlich können zu gewissen Zeitpunkten auch kleinräumige Strukturen in der Ionosphäre zu lokalen Phasenverschiebungen durch Refraktion führen, diese sind jedoch wellenlängenabhängig und führen nur bei Radardaten im L-Band zu einer wesentlichen Beeinflussung.

In dieser Arbeit wurde eine selbst entwickelte Methode zur Detektion von atmosphärisch bedingten Phasenverschiebungen vorgestellt. Diese basiert auf der Grundlage eines Datenstapels von SAR Szenen, aus denen sämtliche Kombinationen differentieller Interferogramme berechnet werden. Die Besonderheit dabei ist, dass die atmosphärische Phasenverschiebung eines einzelnen Zeitpunkts aus den differentiellen Interferogrammen ermittelt wird, welche immer die Überlagerung von zwei zeitlich getrennten Zuständen der Atmosphäre beinhalten. Dabei ist im Gegensatz zu anderen

Methoden keine vorherige Phasenabwicklung nötig, was einen großen Vorteil der hier vorgestellten Vorgehensweise darstellt.

Zudem wurden weiterführende Ergebnisse gezeigt, die eine Aussage über die pixelbasierte Kohärenz einer Auflösungszelle zulassen. Dies kann als Indikator für die zeitliche Phasenstabilität herangezogen werden und zur Selektion stabiler Pixel dienen. Des Weiteren eignet sich die beschriebene Vorgehensweise zur Detektion der randlichen Einflussbereiche von Deformationsgebieten. Beide Ergebnisse haben sich als nützlich erwiesen und fließen in die Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung mit ein.

Die mit der vorgestellten Methode ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen wurden mit Wetterdaten und Fernerkundungsdaten optischer Sensoren verglichen. Zur zahlenmäßigen Charakterisierung und Unterscheidung der verschiedenen atmosphärischen Ausprägungen in SAR Szenen wurden diverse Parameter untersucht. Diese basieren auf verschiedenen Ansätzen zur Beschreibung von Oberflächenform und -rauheit bzw. zur Spektralanalyse von Messwerten. Die Parameter wurden statistisch untersucht und lassen sich anhand ihrer Korrelation untereinander in zwei Gruppen unterteilen. Letztendlich ließen sich die betrachteten Parameter auf zwei Wesentliche beschränken. Diese sind zum einen ein globaler Parameter, der auf der Spannweite der statistischen Verteilung sämtlicher Messwerte eines Zeitpunkts beruht, sowie ein lokaler Parameter, der auf dem Gradienten der Oberfläche der atmosphärischen Phasenverschiebung basiert, berechnet auf Grundlage einer lokalen Nachbarschaftsfunktion.

Mithilfe dieser Parameter wurde die Atmosphäre von insgesamt 174 SAR Szenen untersucht und miteinander verglichen. Verwendet wurden die Daten der drei satellitengetragenen Radarsensoren TerraSAR-X, ENVISAT ASAR und ALOS PALSAR. Diese erfassen die Erdoberfläche in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen des elektromagnetischen Spektrums (X-, C- und L-Band) und mit einer unterschiedlichen Bodenauflösung.

Der Vergleich der Parameterwerte zeigt jahreszeitliche Unterschiede in der Ausprägung der Atmosphäre, vor allem bedingt durch die wechselnde Einstrahlung der Sonne als treibende Kraft des Wettergeschehens. Zudem zeigen sich tageszeitlich bedingte Unterschiede zwischen den Sensoren aufgrund abweichender Überflugzeiten. Die geringste Beeinflussung durch Atmosphäre besitzen die Descending Szenen von TerraSAR-X, welche früh morgens aufgenommen wurden. Der nachmittags aufgezeichnete Ascending Datenstapel von TerraSAR-X zeigt im Winter vergleichbare Werte wie Descending, weist aber im Sommer mit etwa doppelt so hohen Parameterwerten einen stärkeren atmosphärischen Einfluss auf. Der auf ENVISAT ASAR beruhende Datenstapel besitzt ebenfalls einen jahreszeitlichen Verlauf in den Parameterwerten. Dieser zeigt jedoch im Gegensatz zu TerraSAR-X Ascending leicht höhere Werte des globalen



Spannweiteparameters und deutlich höhere Werte des lokalen Gradientparameters. Diese Beobachtung deckt sich nicht mit den theoretischen Erwartungen.

Die Daten des L-Band Sensors ALOS PALSAR zeigen neben den troposphärischen Einflüssen zusätzlich starke ionosphärisch bedingte Phasenverschiebungen. Letztere unterliegen einem abweichenden jahreszeitlichen Verhalten, welches sich nach dem Sonnenstand richtet, mit zwei Maxima zu den Monaten der Äquinoktien. Sie sind im Vergleich zu den übrigen Datenstapeln durch die weitaus höchsten Parameterwerte gekennzeichnet. Dies ist vermutlich dadurch bedingt, dass die Aufnahme der ALOS Szenen zu einer Tageszeit stattgefunden hat, zu der nach Literaturinformationen vermehrt kleinräumige ionosphärische Störungen (MSTID) beobachtet wurden. Informationen über das Auftreten von MSTID in den Untersuchungsgebieten liegen allerdings nicht vor.

Der Vergleich der Sensoren untereinander ist unter gewissen Gesichtspunkten auch kritisch zu betrachten. Dies ist bedingt durch Unterschiede im Aufnahmedatum, der Tageszeit der Aufnahme, der abweichenden Einfallswinkel, sowie der Frequenzabhängigkeit des ionosphärischen Einflusses. Trotz dieses Wissens sollte ein Vergleich mit realen Daten durchgeführt werden, die in der Praxis für die satellitengestützte Messung von Höhenänderungen zur Verfügung stehen.

Darüber hinaus wurden die Auswirkungen der Atmosphäre auf differentiell-interferometrische Deformationsmessungen am Beispiel einer hypothetischen Senkungsmulde untersucht. Atmosphäre kann in differentiellen Interferogrammen eine ähnliche räumliche Charakteristik wie Deformationsgebiete aufweisen. Beide erzeugen räumliche Gradienten in den Phasenwerten, die nicht den maximalen Phasengradienten eines Sensors überschreiten dürfen. Durch die Überlagerung zweier Atmosphärenzustände in einem Interferogramm summieren sich die jeweiligen Gradienten der Einzelzeitpunkte, was zu einer Erhöhung gegenüber den Einzelgradienten führen kann. Besonders betragsmäßig geringfügige Bodenbewegungen werden durch Atmosphäre beeinflusst bis hin zu einer vollständigen Überdeckung. Zusätzlich wurden theoretische Betrachtungen zu den aufgrund von Atmosphäreinfluss bedingten minimal erfassbaren Höhenänderungsgradienten angestellt.

Abschließend wurden die Auswirkungen von Atmosphäre in SAR Daten auf verschiedene Auswerteverfahren der differentiellen Interferometrie zur Erfassung von Höhenänderungen untersucht. Die Überlegungen betreffen sowohl einzelne Interferogramme als auch rasterbasierte und punktbasierte Stapelungsverfahren (Persistent Scatterer Interferometrie). Dabei konnte festgestellt werden, dass die Wahl des Referenzzeitpunktes die größten Auswirkungen auf die Ergebnisse hat, so dass dieser idealerweise einer möglichst geringen Beeinflussung durch Atmosphäre unterliegen sollte. Hierfür eignen sich vorzugsweise Szenen im Winter oder späten Herbst, welche jedoch keine Schneebedeckung aufweisen sollten. Zusätzlich führt auch der räumliche Referenz-

punkt (bzw. das Referenzpixel) zu Fehlern in den detektierten zeitlichen Höhenänderungsverläufen, wenn dieser zu gewissen Zeitpunkten durch Atmosphäre beeinflusst ist. Außerdem wurde herausgefunden, dass ein Auslassen von Aufnahmezeitpunkten mit einer sehr starken Atmosphäre zu einem deutlichen Gewinn an PS Punkten bei der PSI Auswertung führt. Durch Simulationen konnte gezeigt werden, dass Szenen mit Atmosphäre einen deutlichen Einfluss auf die Genauigkeit der Ermittlung von linearen Deformationsraten bei der PSI haben.

## 8 Ausblick

*Wir sehen nie, was wir getan haben, wir können nur sehen, was noch zu tun bleibt.*

– MARIE CURIE

Für die in dieser Arbeit getroffenen Aussagen standen Zeitreihen mit maximal 50 Szenen zur Verfügung. Die statistischen Ergebnisse basieren damit generell auf einer kleinen Grundgesamtheit an Messungen, besonders bezüglich der monatlichen Mittelwerte. Hier standen zum Teil nur 2 – 3 Werte in einem Monatszeitraum zur Verfügung. Sie müssten prinzipiell auf eine breitere Datenbasis gestellt werden, da längere Zeitreihen die statistischen Aussagen sicherer machen würden. Dies gilt vor allem für die auf ALOS Daten basierenden Ergebnisse, bei denen nur wenige Szenen für jedes Untersuchungsgebiet zur Verfügung standen. Diesbezüglich werden voraussichtlich die in den nächsten Jahren geplanten Starts der Satelliten Sentinel-1 A und 1 B der ESA mit einer zeitlichen Wiederholrate von 12 Tagen (bzw. 1 A und 1 B zusammen 6 Tage) deutliche Vorteile bieten. Hiermit wird der Aufbau von kontinuierlichen Zeitreihen möglicherweise deutlich beschleunigt werden.

Von ALOS PALSAR standen lediglich Ascending Szenen zur Verfügung. Es wäre zu untersuchen, ob Aufnahmen während des Descending Orbits, welche vormittags um ca. 10:30 Uhr Ortszeit aufgenommen werden, nicht weitaus geringere ionosphärische Einflüsse aufweisen. Damit wäre es möglich, die troposphärischen Einflüsse besser mit denen anderer Sensoren zu vergleichen. Darüber hinaus würden die tagsüber aufgenommenen Szenen einen Vergleich mit METEOSAT Daten ermöglichen. Die Descending Aufnahmen waren aufgrund der Aufnahmestrategie der JAXA für den ScanSAR Aufnahmemodus von ALOS reserviert, welche aufgrund ihrer geringeren Bodenauflö-

sung für das ursprüngliche, hauptsächlich auf die Erfassung von Höhenänderungen ausgerichtete Forschungsvorhaben „MultiSAR“ nicht vorgesehen waren.

Die Bodenauflösung ist für atmosphärische Untersuchungen eher von untergeordneter Bedeutung, so wurden in dieser Arbeit alle Ergebnisse mit einer Bodenauflösung von lediglich 40 Metern berechnet. Deswegen wäre es interessant, die atmosphärische Phasenverschiebung basierend auf SAR Daten zu ermitteln, die in einem ScanSAR Modus erfasst wurden. Dieser Aufnahmemodus, welcher für alle der hier verwendeten Sensoren verfügbar ist, würde zudem die Erfassung der Atmosphäre in einem weitaus größeren Abdeckungsbereich erlauben, was für meteorologische Fragestellungen von Interesse sein könnte.

Im Folgenden sollen Empfehlungen für die Konzeption eines fiktiven zukünftigen Radarsatelliten aufgeführt werden, welcher für die interferometrische Erfassung von Höhenänderungen optimiert wäre. Dieser würde zudem auch eine weiterführende Erforschung der atmosphärischen Phasenverschiebungen und eine Nutzung für meteorologische Fragestellungen erlauben. Der Satellit würde idealerweise mehrere dieser Bedingungen erfüllen:

- » Tageszeit der Aufnahme möglichst morgens früh vor Sonnenaufgang, um möglichst geringe troposphärische Beeinflussungen zu erfahren (bei einem Sensor im L-Band jedoch zusätzlich unter der Berücksichtigung des zeitlichen Auftretens von MSTID)
- » Zeitgleiche Aufnahme von optischen Bilddaten mit einer Auflösung von mindestens 200 m (möglichst besser) in der Schrägsicht des SAR Sensors, um Wolken aus der gleichen Perspektive zu erfassen
- » Großflächige Abdeckung (Aufnahmebreite) von über 30 km, möglichst mehr. Zur Bestimmung großräumiger Wetterlagen möglichst mehrere hundert Kilometer Aufnahmebreite
- » Multispektraler Radarsensor, zum Beispiel Aufnahme von Daten entweder im X-Band oder C-Band, sowie zeitgleiche Aufnahme im L- oder evtl. S-Band zwecks Unterscheidung ionosphärischer Einflüsse. Zudem würde die zeitgleiche Erfassung zweier Wellenlängenbereiche auch Vorteile beim fehleranfälligen Prozess der Phasenabwicklung bieten

Für die weitere Untersuchung der entwickelten Methoden wäre es von Interesse, die Daten eines flugzeuggetragenen SAR Sensors wie zum Beispiel das System E-SAR des DLR zu verwenden. Dieser kann simultan im X-, C-, L-, und P-Band SAR Daten aufzeichnen. Voraussetzung wäre jedoch eine höhere Flughöhe, um einen gewissen Einfluss der Atmosphäre zu erhalten. Des Weiteren wäre die Aufzeichnung einer ausreichend großen Zeitreihe von interferometrisch miteinander kombinierbaren Szenen nötig, was mit einem flugzeuggetragenen Sensor selten gemacht wird. Hiermit wäre

auch eine detaillierte Untersuchung des tageszeitlichen Einflusses der Atmosphäre möglich.

Die Auswertungen in dieser Arbeit beschränken sich ausschließlich auf die warmgemäßigte Klimazone und einen relativ kleinen Bereich von Deutschland. Daher wäre es von Interesse, die Ausprägung und Auswirkung der Atmosphäre in völlig anderen Klimazonen ebenfalls zu untersuchen, insbesondere im Bereich der kaltgemäßigten borealen, sowie der subtropischen Zone.

In Gebieten mit einem dichten GPS Netzwerk könnte ein Vergleich zwischen MSTID Phänomenen und den im L-Band auftretenden atmosphärischen Phasenverschiebungen angestellt werden. Dazu fehlt allerdings seit dem technischen Defekt von ALOS im April 2011 ein geeigneter L-Band Sensor. Die JAXA plant derzeit den Start einer Nachfolgemission (ALOS-2) für das Jahr 2013.



## 9 Literaturverzeichnis

*Man sollte weniger neugierig auf Menschen sein, als auf Ideen.*

– MARIE CURIE

- BEHARI, J. (2005): Microwave dielectric behavior of wet soils. – Remote Sensing and Digital Image Processing, Vol. 8, 164 S., Springer, New York.
- BRCIC, R., PARIZZI, A., EINEDER, M., BAMLER, R. & MEYER, F. (2010): Estimation and Compensation of Ionospheric Delay for SAR Interferometry. – In: Proc. of IGARSS 2010, S. 2908-2911, 25.-30-07.2010, IEEE, Honolulu.
- CAI, C. (2007): Monitoring Seasonal Variations of Ionospheric TEC Using GPS Measurements. – Geo-spatial Information Science, Vol. 10, No. 2, S. 96-99, Springer.
- CHAUHAN, V., SINGH, O. P. & SINGH, B. (2011): Diurnal and seasonal variation of GPS-TEC during a low solar activity period as observed at a low latitude station Agra. – Indian Journal of Radio & Space Physics, Vol. 40, No. 1, S. 26-36, NISCAIR, New Dehli.
- CLARK, I. (1979): Practical Geostatistics. – 129 S., Elsevier, London.
- COMBAL, B. & NOEL, J. (2009): Projection of Meteosat images into World Geodetic system WGS-84 matching Spot/Vegetation grid. – JRC Scientific and Technical Report, EUR 23945 EN, 39 S., European Commission Joint Research Centre.
- COSTANTINI, M. (1998): A Novel Phase Unwrapping Method Based on Network Programming. – IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 36, No. 3, S. 813-821, IEEE.



- DANKLMAYER, A., DÖRING, B. J., SCHWERDT, M. & CHANDRA, M. (2009): Assessment of Atmospheric Propagation Effects in SAR Images. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 47, No. 10, S. 3507-3518, IEEE.
- DETTMERING, D., HEINKELMANN, R., SCHMIDT, M. & SEITZ, M. (2010): Die Atmosphäre als Fehlerquelle und Zielgröße in der Geodäsie. – Zeitschr. für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement (zfv), 2/2010, 135. Jg., S. 100-105, DVW e.V.
- DIN4760 (1977): Begriffe für die Gestalt von Oberflächen. – In: Antriebstechnik 1, DIN-Taschenbuch Bd. 106, Beuth, Berlin.
- DIN4762 (1990): Rauheitskenngrößen. Definition und Ermittlung. – In: Längenprüftechnik 1, DIN-Taschenbuch Bd. 11, 9. Aufl., Beuth, Berlin.
- DING, X., LI, Z., ZHU, J., FENG, G. & LONG, J. (2008): Atmospheric Effects on InSAR Measurements and Their Mitigation. – Sensors, Vol. 8, S. 5426-5448.
- DWD (1990): Internationaler Wolkenatlas. – Lizenzausgabe des International Cloud Atlas der World Meteorological Organization von 1987, 2. Aufl., 280 S., DWD, Offenbach a.M.
- DWD (2008): Regionale Flugklimatologie (RFK) für die Allgemeine Luftfahrt in der Bundesrepublik Deutschland. – 2. Ausg., 380 S., Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach a.M.
- ELACHI, C., BICKNELL, T., JORDAN, R. L. & WU, C. (1982): Spaceborne Synthetic-Aperture Imaging Radars: Applications, Techniques, and Technology. – Proc. of the IEEE, Vol. 70, No. 10, S. 1174-1209, IEEE.
- FERRETTI, A., PRATI, C. & ROCCA, F. (2000): Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry. – IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 38, No. 5, S. 2202-2212, IEEE, New York.
- GABRIEL, A. K., GOLDSTEIN, R. M. & ZEBKER, H. A. (1989): Mapping Small Elevation Changes Over Large Areas: Differential Radar Interferometry. – Journal of Geophysical Research, Vol. 94, No. B7, S. 9183-9191, American Geophysical Union, Washington D.C.
- GOLDSTEIN, R. M. & WERNER, C. L. (1998): Radar interferogram filtering for geophysical applications. – Geophysical Research Letters, Vol. 25, No. 21, S. 4035-4038, American Geophysical Union, Washington D.C.
- GOLDSTEIN, R. M. (1995): Atmospheric Limitations to Repeat-track Radar Interferometry. – Geophysical Research Letters, Vol. 22, No. 18, S. 2517-2520, American Geophysical Union, Washington D.C.
- GRAHAM, L. C. (1974): Synthetic Interferometer Radar for Topographic Mapping. – In: Proc. of the IEEE, Vol. 62, No. 6, S. 763-768, IEEE.

- HANSSEN, R. F. (2001): Radar Interferometry. Data Interpretation and Error Analysis. – Remote Sensing and Digital Image Processing, Vol. 2, 308 S., Kluwer, New York.
- HANSSEN, R. F., FEIJT, A. J. & KLEES, R. (2001): Comparison of precipitable water vapor observations by spaceborne radar interferometry and Meteosat 6.7  $\mu\text{m}$  radiometry. – Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 18, No. 5, S. 756-764.
- HANSSEN, R. F., ZEBKER, H., KLEES, R. & BARLAG, S. (1998): On the use of meteorological observations in SAR interferometry. – In: Proc. of IGARSS 1998, 4 S., 06.-10.07.1998, IEEE, Seattle.
- HANSSEN, R. F. & FEIJT, A. J. (1996): A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry. – In: Proc. of Fringe '96 Workshop on ERS SAR Interferometry, ESA SP-406, 30.09.-02.10.1996, Zürich.
- HEISE, S. (2002): Rekonstruktion dreidimensionaler Elektronendichteverteilungen basierend auf CHAMP-GPS-Messungen. – Diss., FU Berlin, 110 S., Berlin.
- HENGEL, T. & REUTER, H. I. (Ed.) (2009): Geomorphometry. Concepts, Software, Applications. – Developments in Soil Science, Vol. 33, 765 S., Elsevier, Amsterdam.
- HUSKE, J. (1998): Die Steinkohlenzechen im Ruhrrevier. Daten und Fakten von den Anfängen bis 1997. – Dt. Bergbau-Museum, Nr. 74, 2. Aufl., 1159 S., Bochum.
- IPCC (2005): IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage. – Prepared by METZ, B., DAVIDSON, O., CONINCK, H. C., LOOS, M. & MEYER, L. A. (Ed.), Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 442 S., Cambridge University Press, New York.
- ITU (2000): Nomenclature of the Frequency and Wavelength Bands used in Telecommunications. – Recommendation ITU-R V.431-7, 3 S., International Telecommunication Union, Genf.
- JANSSEN, V. (2003): GPS-derived Tropospheric Delay Corrections to Differential InSAR Results. – In: Proc. of ION Meeting GPS/GNSS 2003, 11 S., 09.-12.09.2003, Portland (Oregon).
- JEHLE, M., PERLER, D., SMALL, D., SCHUBERT, A. & MEIER, E. (2008): Estimation of Atmospheric Path Delays in TerraSAR-X Data using Models vs. Measurements. – Sensors, Vol. 8, S. 8479-8491.
- KLAUSING, H. & HOLPP, W. (2000): Radar mit realer und synthetischer Apertur: Konzeption und Realisierung. – 399 S., Oldenbourg Wissenschaftsverlag, München.
- KNAPP, D. (1990): Wetterkunde für Piloten. – 368 S., Motorbuchverlag, Stuttgart.
- KNOSPE, S. & JÓNSSON, S. (2007): Covariance Estimation for dInSAR Deformation Measurements in Presence of Strong Atmospheric Anisotropy. – In: Proc. of Envisat Symposium 2007, ESA SP-636, 23.-27.04.2007, Montreux.

- KNOTHE, S. (1957): Observations of surface movements and their theoretical interpretation. – In: Proc. of the European Congress on Ground Movement, 27/38, Leeds.
- LANARI, R., CASU, F., MANZO, M., ZENI, G., BERARDINO, P., MANUNTA, M. & PEPE, A. (2007): An Overview of the Small BASeline Subset Algorithm: A DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis. – Pure and Applied Geophysics, Vol. 164, S. 637-661, Birkhäuser, Basel.
- LAVERGNAT, J. & SYLVAIN, M. (2000): Radiowave propagation. Principles and techniques. – 292 S., Wiley, Chichester.
- LEIJEN, F. & HANSSEN, R. F. (2004): Interferometric Radar Meteorology: Resolving the acquisition ambiguity. – In: Proc. of CEOS SAR Workshop, 6 S., 27.-28.05.2004, Ulm.
- LEONG, S. K., MUSA, T. A. & ABDULLAH, K. A. (2011): Spatial and Temporal Variations of GPS-derived TEC over Malaysia from 2003 to 2009. – In: Proc. of ISG & ISPRS 2011, 8 S., 27.-29.09.2011, Shah Alam.
- LI, Z., MULLER, J.-P., CROSS, P., ALBERT, P., FISCHER, J. & BENNARTZ, R. (2006): Assessment of the potential of MERIS near-infrared water vapour products to correct ASAR interferometric measurements. – International Journal of Remote Sensing, Vol. 27, No. 1-2, S. 349-365.
- LI, Z. (2005): Correction of Atmospheric Water Vapour Effects on Repeat-Pass SAR Interferometry Using GPS, MODIS and MERIS Data. – PhD Thesis, University of London, 224 S., London.
- LLORT, X. (2010): A study of the structure of radar rainfall and its errors. – Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 123 S., Barcelona.
- LFUG (2004): Der Braunkohlenbergbau im Südraum Leipzig. Bergbaumonographie. – Bergbau in Sachsen, Band 11, 390 S., Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG), Oberbergamt, Freiberg.
- MAÎTRE, H. (Ed.) (2008): Processing of synthetic aperture radar images. – 382 S., Wiley, Hoboken.
- MAKELA, J. J. & MILLER, E. S. (2011): Influences on the Development of Equatorial Plasma Bubbles: Insights from a Long-Term Optical Dataset. – S. 239-249, Kap. 17, In: ABDU, P., PANCHEVA, D. & BHATTACHARYYA, A. (Ed.): Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere. – 480 S., Springer, Dordrecht.
- MASSONNET, D. & SOUYRIS, J.-C. (2008): Imaging with Synthetic Aperture Radar. – Engineering Sciences, Electrical Engineering, 280 S., EPFL Press, Lausanne.
- MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K. & RABAUITE, T. (1993): The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. – Letters to Nature, Nature, Vol. 364, S. 138-142.

- MAYER, B. (2010): Satellitengestützte Verfahren zur Ableitung von Wolkenparametern aus passiven Messungen im solaren und infraroten Spektralbereich. – *promet*, Jahrg. 36, Nr. 3/4, S. 129-143, DWD, Offenbach.
- MET OFFICE (2007): Water in the Atmosphere. – National Weather Service of the UK, National Meteorological Library and Archive, Fact Sheet No. 3, 12 S., Exeter.
- MEYER, F., KAMPES, B., BAMLER, R., FISCHER, J. (2005): Methods for atmospheric correction in InSAR data. – In: *Proc. of Fringe '05 Workshop*, 7 S., 28.11.-02.12.2005, Frascati.
- MOISSEEV, D. & HANSSEN, R. F. (2003): Influence of hydrometeors on InSAR observations. – In: *Proc. of IGARSS 2003*, 4 S., 21.-25.07.2003, IEEE, Toulouse.
- MONSERRAT, O., CROSETTO, M., CUEVAS, M. & CRIPPA, B. (2011): The Thermal Expansion Component of Persistent Scatterer Interferometry Observations. – *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, Vol. 8, No. 5, S. 864-868, IEEE.
- MOREIRA, A. (2000): Radar mit synthetischer Apertur. Grundlagen und Signalverarbeitung. – *Habil., Universität Karlsruhe (TH)*, 121 S., Karlsruhe.
- NAWORYTA, W. (2005): Gebirgs kinematische Analyse unter Nutzung der räumlichen Statistik. – *Diss., TU Bergakademie Freiberg*, 166 S., Freiberg.
- NICO, G., TOMÉ, R., CATALAO, J. & MIRANDA, P. M. A. (2011): On the Use of the WRF Model to Mitigate Tropospheric Phase Delay Effects in SAR Interferograms. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 49, No. 12, S. 4970-4976, IEEE.
- NOAA (1976): U.S. Standard Atmosphere 1976. – National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, United States Air Force, 227 S., Washington D.C.
- OGUCHI, T. (1983): Electromagnetic Wave Propagation and Scattering in Rain and Other Hydrometeors. – In: *Proc. of the IEEE*, Vol. 71, No. 9, S. 1029-1077, IEEE.
- OLAYA, V. (2009): Basic Land-Surface Parameters. – In: HENGEL, T. & REUTER, H. I. (Ed.): *Geomorphometry. – Developments in Soil Science*, Vol. 33, Kap. 6, S. 141-170, Elsevier, Amsterdam.
- ONN, F. (2006): Modeling Water Vapor using GPS with Application to Mitigating InSAR Atmospheric Distortions. – *PhD Thesis, Stanford University*, 202 S., Stanford.
- OUTCALT, S. I., HINKEL, K. M. & NELSON, F. E. (1994): Fractal physiography? – *Geomorphology*, 11, S. 91-106, Elsevier, Amsterdam.
- PETERS, G. & GÖRSDORF, U. (2010): Wolkenradar – Prinzipien und Messungen. – *promet*, Jahrg. 36, Nr. 3/4, S. 144-153, DWD, Offenbach.

- ROSEN, P. A., HENSLEY, S., JOUGHIN, I. R., LI, F. K., MADSEN, S. N., RODRÌGUEZ, E. & GOLDSTEIN, R. M. (2000): Synthetic Aperture Radar Interferometry. – In: Proc. of the IEEE, Vol. 88, No. 3, S. 333-382, IEEE.
- RÜEGER, J. M. (2002): Refractive Index Formulae for Radio Waves. – In: Proc. of FIG XXII International Congress, 19.-26.04.2002, Washington D.C.
- SAITO, A., FUKAO, S. & MIYAZAKI, S. (1998): High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan. – Geophysical Research Letters, Vol. 25, No. 16, S. 3079-3082, American Geophysical Union, Washington D.C.
- SCHÄFER, M. & HANNEMANN, W. (2010): Atmospheric phase shift identification for individual dates based on multi-reference DInSAR or PSI data. – In: Proc. of ESA Living Planet Symposium 2010, ESA SP-686, 8 S., 28.06.-02.07.2010, Bergen.
- SCHÄFER, M. & HABBen, M. (2009): Höhenänderungen durch Erdöl-/Erdgasförderung im Bereich des San Jorge Beckens detektiert mit satellitengestützter Radarinterferometrie. – In: DGMK Tagungsbericht 2009-1, S. 103-112, DGMK/ÖGEW-Frühjahrstagung, 27.-28.04.2009, Celle.
- SCHWÄBISCH, M. (1995): Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle. – Diss., Universität Stuttgart, 125 S., Forschungsbericht 95-25, DLR, Oberpfaffenhofen.
- SÖRGEL, U. (2003): Iterative Verfahren zur Detektion und Rekonstruktion von Gebäuden in SAR- und InSAR-Daten. – Diss., Uni Hannover, 124 S., Hannover.
- TARAYRE-ORiot, H. & MASSONNET, D. (1996): Atmospheric artifacts on interferograms. – Proc. of Fringe '96 Workshop on ERS SAR Interferometry, ESA SP-406, 30.09.-02.10.1996, Zürich.
- TAUD, H. & PARROT, J.-F. (2005): Measurement of DEM roughness using the local fractal dimension. – Géomorphologie: relief, processus, environnement, 4, Vol. 10, 2005/2006, S. 327-338, Créteil.
- TSUGAWA, T., OTSUKA, Y., COSTER, A. J. & SAITO, A. (2008): New characteristics of medium-scale traveling ionospheric disturbances detected with dense wide-coverage TEC maps over North America. – In: Proc. of XXIX<sup>th</sup> URSI General Assembly, 09.-16.08.2008, Chicago.
- USAI, S. & HANSEN, R. F. (1997): Long time scale INSAR by means of high coherence features. – In: Proc. of 3<sup>rd</sup> ERS Symposium, S. 225-228, 17.-21.03.1997, Florenz.
- WALTER (2011): Systematische Einflüsse digitaler Höhenmodelle auf die Qualität radarinterferometrischer Bodenbewegungsmessungen. – Diss., TU Clausthal, 167 S., Clausthal-Zellerfeld.

- WEGMÜLLER, U., WERNER, C. L., STROZZI, T. & WIESMANN, A. (2002): Phase Unwrapping with GAMMA ISP. – Technical Report, Gamma Remote Sensing and Consulting AG, 12 S., 13.05.2002, Gümligen.
- WERNER, C., WEGMÜLLER, U., STROZZI, T., WIESMANN, A. & SANTORO, M. (2007): PALSAR Multi-Mode Interferometric Processing. – In: Proc. of the First Joint PI Symposium of ALOS data nodes for ALOS Science Program, 19.-23.11.2007, Kyoto.
- WERNER, C., WEGMÜLLER, U., STROZZI, T. & WIESMANN, A. (2003): Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping. – In: Proc. of IGARSS 2003, 3 S., 21.-25.07.2003, IEEE, Toulouse.
- WOOD, J. D. (1996): The geomorphological characterisation of digital elevation models. – PhD Thesis, University of Leicester, 185 S., Leicester.
- ZETSCHKE, H. (1979): Elektronische Entfernungsmessung (EDM). – Vermessungswesen bei Konrad Wittwer, Bd. 3, 434 S., Wittwer, Stuttgart.





# 10 Anhang

Anhang A	Berechnung der Kennwerte einer hypothetischen Wolke .....	139
Anhang B	Berechnung von statistischen Maßzahlen auf der Grundlage von Phasenwerten .....	141
Anhang C	Vergleich zwischen ALOS PALSAR Trendflächen und dem Ionosphärenmodell SWACI .....	145
Anhang D	Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung mit optischen Satellitenbilddaten .....	147
Anhang E	Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung von Kraftwerksabgasen mit Winddaten .....	163
Anhang F	Vergleiche zwischen allen Atmosphärenparametern .....	169
Anhang G	Basisliniendiagramme für alle Datenstapel .....	171



## Anhang A: Berechnung der Kennwerte einer hypothetischen Wolke

Im Folgenden sollen die Annahmen erläutert werden, unter denen die in Kapitel 2.2.2 angeführte beispielhafte Wolke entstanden sein könnte. Die Annahmen orientieren sich an einem Beispiel aus KNAPP (1990).

Gegeben sei ein Gebiet mit einer bodennahen Lufttemperatur von 20 °C. Die relative Luftfeuchte beträgt dort 60 %, d.h. es herrscht nach einer Formel aus BUCK (1981) ein Wasserdampfdruck von 14,03 hPa vor (vgl. [http://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Arden\\_Buck\\_equation&oldid=444623524](http://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Arden_Buck_equation&oldid=444623524)). Dies ergibt eine Taupunkttemperatur am Boden von 12,0 °C und eine Taupunktdifferenz (Spread) von 8,0 °C.

In einem Teilgebiet hat sich ein bodennahes Luftpaket durch Sonneneinstrahlung auf 25 °C erwärmt. Das Luftpaket steigt daher auf und kühlt sich trockenadiabatisch mit 1 K/100 m ab. Kondensation setzt ein, wenn die relative Luftfeuchte 100 % erreicht, das heißt bei einer Lufttemperatur von 12,0 °C und bei einem gleichbleibenden Wasserdampfgehalt von 14 hPa. Daher bildet sich bei ca. 1.300 m über dem Erdboden die Untergrenze (Basis) der Wolke.

Das Luftpaket ist in dieser Höhe immer noch wärmer als die Umgebungsluft, welche eine Temperatur von 10,9 °C besitzt (Temperaturabnahme 0,7 K/100 m, d.h. feuchtlabile Verhältnisse). Das Luftpaket steigt daher weiter auf, aber nun mit einem feuchtadiabatischen Gradienten von 0,6 K/100 m. Da dieser Gradient kleiner ist, als der Umgebungsgradient steigt das Luftpaket ungehindert weiter bis zu der Höhe einer angenommenen Höheninversionsschicht, welche in diesem Beispiel bei 2.300 m liegen soll. In dieser Höhe hört das Luftpaket auf zu steigen und es bildet sich die Wolkenobergrenze (Top) aus.

Die vertikale Wolkenmächtigkeit  $h_{\text{Wolke}}$  beträgt demnach 1.000 m.

Im Folgenden soll nun als Vereinfachung von einer homogenen Wolke ausgegangen werden, welche die in mittlerer Wolkenhöhe vorherrschenden Werte für Temperatur, Wasserdampfdruck und Luftdruck besitzt. Auf halber Wolkenhöhe in 1.800 m gelten innerhalb der Wolke folgende Werte:

- Temperatur  $T = 9,0\text{ °C} = 282,15\text{ K}$
- Wasserdampfdruck  $p_w = 14,03\text{ hPa}$
- Luftdruck  $p = 815\text{ hPa}$

Demgegenüber besitzt die umgebende Luftmasse in der gleichen Höhenstufe eine Temperatur von 7,4 °C. Bei einem angenommenen Spread von 6 °C ergibt sich ein Was-

Serdampfgehalt von 6,76 hPa entsprechend einer relativen Luftfeuchte von 65,6 %. Die umgebende Luftschicht in 1.800 m Höhe besitzt dementsprechend folgende Werte:

- Temperatur  $T = 7,4\text{ °C} = 280,55\text{ K}$
- Wasserdampfdruck  $p_w = 6,76\text{ hPa}$
- Luftdruck  $p = 815\text{ hPa}$

Zusätzlich wird für die hypothetische Wolke nach den Überlegungen in Kapitel 2.2.2 ein Anteil flüssigen Wassers in Höhe von  $1,0\text{ g/m}^3$  angenommen, die Umgebungsluft enthält kein flüssiges Wasser ( $0,0\text{ g/m}^3$ ).

Nach den Formeln 2.5 und 2.7 ergibt dies folgende Brechzahlen  $N_w$  für die Wolke und  $N_u$  für die Umgebung außerhalb der Wolke:

- $N_w = 291,733$
- $N_u = 257,783$

Dies entspricht folgenden Brechungsindizes  $n$  nach Formel 2.3:

- $n_w = 1,000291733$
- $n_u = 1,000257783$

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten  $v_w$  innerhalb der Wolke bzw.  $v_u$  in der Umgebung berechnen sich nach Formel 2.1 anhand der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum  $c$  zu:

- $v_w = c / n_w = 299.705.024,3\text{ m s}^{-1}$
- $v_u = c / n_u = 299.715.196,5\text{ m s}^{-1}$

## Anhang B: Berechnung von statistischen Maßzahlen auf der Grundlage von Phasenwerten

Das in Kapitel 4.2.2 beschriebene Verfahren zur Ermittlung der atmosphärischen Phasenverschiebung beruht auf den originären Phasenwerten von Interferogrammen (engl. Wrapped Phases), welche nicht zuvor abgewickelt werden müssen. Dies gilt auch für die Berechnung der zusätzlichen Ergebnisse nach Kapitel 4.2.5, wie der pixelbasierten Kohärenz und dem mittleren Deformationssignal. Daher sind spezielle Berechnungsvorschriften nötig, um statistische Maßzahlen wie den Mittelwert und die Standardabweichung zu berechnen. Diese werden im Folgenden beschrieben.

### Berechnung des Phasenmittelwerts

Die Berechnungen werden anhand des Einheitskreises mit dem Radius eins veranschaulicht. In Abbildung B.1 sind fünf verschiedene Phasenwerte  $\varphi_1 \dots \varphi_5$  anhand ihres Phasenwinkels dargestellt.

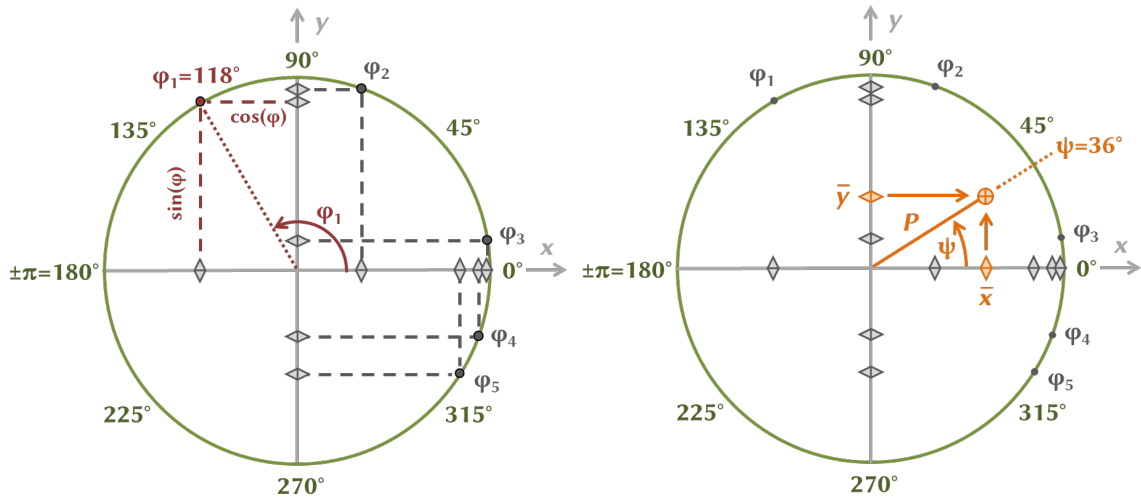


Abb. B.1: Veranschaulichung der Mittelwertbildung am Beispiel von fünf von Phasenwerten

Jeder Phasenwert  $\varphi_i$  besitzt eine zugehörige Koordinate  $(x_i, y_i)$ , die nach Formel B.1 über den Cosinus respektive Sinus des Phasenwinkels berechnet werden kann. Dies wird im linken Teil von Abbildung B.1 exemplarisch veranschaulicht für  $\varphi_1 = 118^\circ$  (siehe auch die dazugehörigen Symbole  $\blacklozenge$  für den Cosinus bzw.  $\blacktriangleleft$  für den Sinus):

$$x_i = \cos(\varphi_i) \quad \text{und} \quad y_i = \sin(\varphi_i) \quad (\text{B.1})$$

Zur Berechnung des Mittelwerts  $\psi$  der fünf Phasenwerte müssen zunächst alle  $x$ -Werte und alle  $y$ -Werte gemittelt werden ( $\bar{x}$  bzw.  $\bar{y}$ ), dargestellt durch die orangenen Symbole  $\diamond$  und  $\blacklozenge$  in Abb. B.1 rechts.

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \cos(\varphi_i) \quad \text{und} \quad \bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sin(\varphi_i) \quad (\text{B.2})$$

Der mittlere Phasenwert  $\psi$  ergibt sich durch die Berechnung des Winkels der Koordinate  $(\bar{x}, \bar{y})$  mittels der komplexen Arkustangensfunktion mit zwei Argumenten  $\text{atan2}$  (siehe Symbol  $\oplus$  in Abb. B.1 rechts).

$$\psi = \text{atan2}(\bar{y}, \bar{x}) \quad (\text{B.3})$$

Die Definition der Funktion  $\text{atan2}$  erfolgt über die normale Arkustangensfunktion  $\arctan$  nach Formel B.4:

$$\text{atan2}(y, x) = \begin{cases} \arctan\left(\frac{y}{x}\right) & \text{für } x > 0 \\ \arctan\left(\frac{y}{x}\right) + \pi & \text{für } x < 0, y \geq 0 \\ \arctan\left(\frac{y}{x}\right) - \pi & \text{für } x < 0, y < 0 \\ \frac{\pi}{2} & \text{für } x = 0, y > 0 \\ -\frac{\pi}{2} & \text{für } x = 0, y < 0 \\ \text{nicht definiert} & \text{für } x = 0, y = 0 \end{cases} \quad (\text{B.4})$$

Durch die Definition der Funktion  $\text{atan2}$  kürzt sich das  $1/N$  in den Formeln B.2 heraus. Deswegen können zur Beschleunigung der Berechnung auch nur die Summen anstelle der Mittelwerte  $\bar{x}$  und  $\bar{y}$  berechnet werden. Für den seltenen Fall, dass sowohl  $\bar{x}$  als auch  $\bar{y}$  beide null betragen, ist kein Mittelwert definiert.

### Berechnung der Phasenähnlichkeit

Der Betrag des Vektors  $(\bar{x}, \bar{y})$  ist ein Maß für die Streuung der Phasenwerte. Er wird im Folgenden mit dem Begriff „Phasenähnlichkeit“  $\sigma_P$  (engl. Phase Similarity) bezeichnet.  $\sigma_P$  berechnet sich gemäß dem Satz von PYTHAGORAS nach Formel B.5:

$$\sigma_P = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2} \quad (\text{B.5})$$

Die Phasenähnlichkeit strebt gegen null für völlig zufällig verteilte Phasenwerte und beträgt eins für gleiche Phasenwerte, da hier dann das Symbol  $\oplus$  auf dem Einheitskreis liegt. Diese Phasenähnlichkeit wurde bei dem in Kapitel 4.2.5 vorgestellten Verfahren zur Berechnung der pixelbasierten Kohärenz verwendet.

*Berechnung der Standardabweichung von Phasenwerten*

Als Alternative zur Phasenähnlichkeit  $\sigma_P$  kann auch eine Standardabweichung der Phasenwerte berechnet werden. Eine mögliche Vorgehensweise hierfür soll im Folgenden dargestellt werden.

Zunächst erfolgt die Berechnung des Phasenmittelwerts  $\psi$  (wie oben beschrieben). Nun wird der Einheitskreis an der gegenüberliegenden Seite, das heißt an der Stelle  $\psi + \pi$  „aufgetrennt“, damit eindeutige Phasenwerte entstehen. Dies wird dadurch erreicht, dass von allen Phasenwerten  $\varphi$ , die einen Wert größer als  $\psi + \pi$  besitzen,  $2 \cdot \pi$  subtrahiert wird (vgl. Formel B.6). Hierdurch erhält man Werte im Bereich  $\psi - \pi \dots \psi + \pi$ , welche idealerweise um den Phasenmittelwert  $\psi$  normalverteilt sind.

$$\varphi = \begin{cases} \varphi & \text{für } \varphi \leq \psi + \pi \\ \varphi - 2\pi & \text{für } \varphi > \psi + \pi \end{cases} \quad (\text{B.6})$$

Von diesen Werten kann nun die normale Standardabweichung berechnet werden.

Die Standardabweichung korreliert stark mit dem reziproken Wert der Phasenähnlichkeit  $1/\sigma_P$ , besitzt jedoch einen anderen Wertebereich in der Einheit [rad]. Bei wenig streuenden Eingangsphasenwerten strebt die Standardabweichung gegen null Rad, bei völlig zufällig im Bereich  $-\pi \dots +\pi$  gleichverteilten Eingangswerten beträgt die Standardabweichung ca. 1,813 rad. Aufgrund dieses weniger intuitiven Wertebereichs wurde die Verwendung der Phasenähnlichkeit präferiert.

Genauso wie die Standardabweichung kann auch der Medianwert von Phasenwerten berechnet werden, also das mittlere Element einer sortierten Liste von Phasenwerten.





## Anhang C: Vergleich zwischen ALOS PALSAR Trendflächen und dem Ionosphärenmodell SWACI

Für die Ermittlung der SWACI Trendfläche wurden die SWACI TECU Werte in Verschiebungsbeträge für das L-Band umgerechnet. Die ermittelten Werte gelten für die Lokation Leipzig. Eine Darstellung des Vergleichs zwischen den Trends ist in Abbildung 5.3 gegeben (s. Kapitel 5.1.2).

**Tab. C.1: Vergleich der ermittelten Trendparameter von ALOS PALSAR**

Datum	ALOS PALSAR Verschiebung		SWACI L-Band Verschiebung		Nr. in Abb. 5.3
	Aspect [°]	Neigung [mm/km]	Aspect [°]	Neigung [mm/km]	
13.07.2007	254,4°	0,479	keine SWACI Daten verfügbar		–
28.08.2007	272,9°	2,843	3,3°	0,011	1
13.10.2007	100,2°	0,359	9,1°	0,234	2
28.11.2007	98,3°	2,285	336,1°	0,489	3
14.04.2008	263,4°	2,165	32,3°	0,347	4
30.05.2008	242,7°	1,495	17,0°	0,549	5
15.07.2008	342,4°	0,345	24,6°	0,238	6
15.01.2009	104,2°	0,649	19,3°	0,261	7
18.07.2009	266,6°	0,190	50,3°	0,193	8
02.09.2009	336,4°	0,493	48,6°	0,280	9
03.12.2009	86,4°	1,800	288,6°	0,008	10
05.06.2010	307,1°	0,720	358,9°	0,119	11
25.07.2010	89,8°	1,780	keine SWACI Daten verfügbar		–



## Anhang D: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung mit optischen Satellitenbilddaten

Im Folgenden werden exemplarisch 15 Vergleiche zwischen den ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen und Daten von optischen Satellitensensoren dargestellt, jeweils fünf für die Datenstapel von ENVISAT ASAR, TerraSAR-X Ascending sowie TerraSAR-X Descending.

### ENVISAT ASAR

31.08.2006

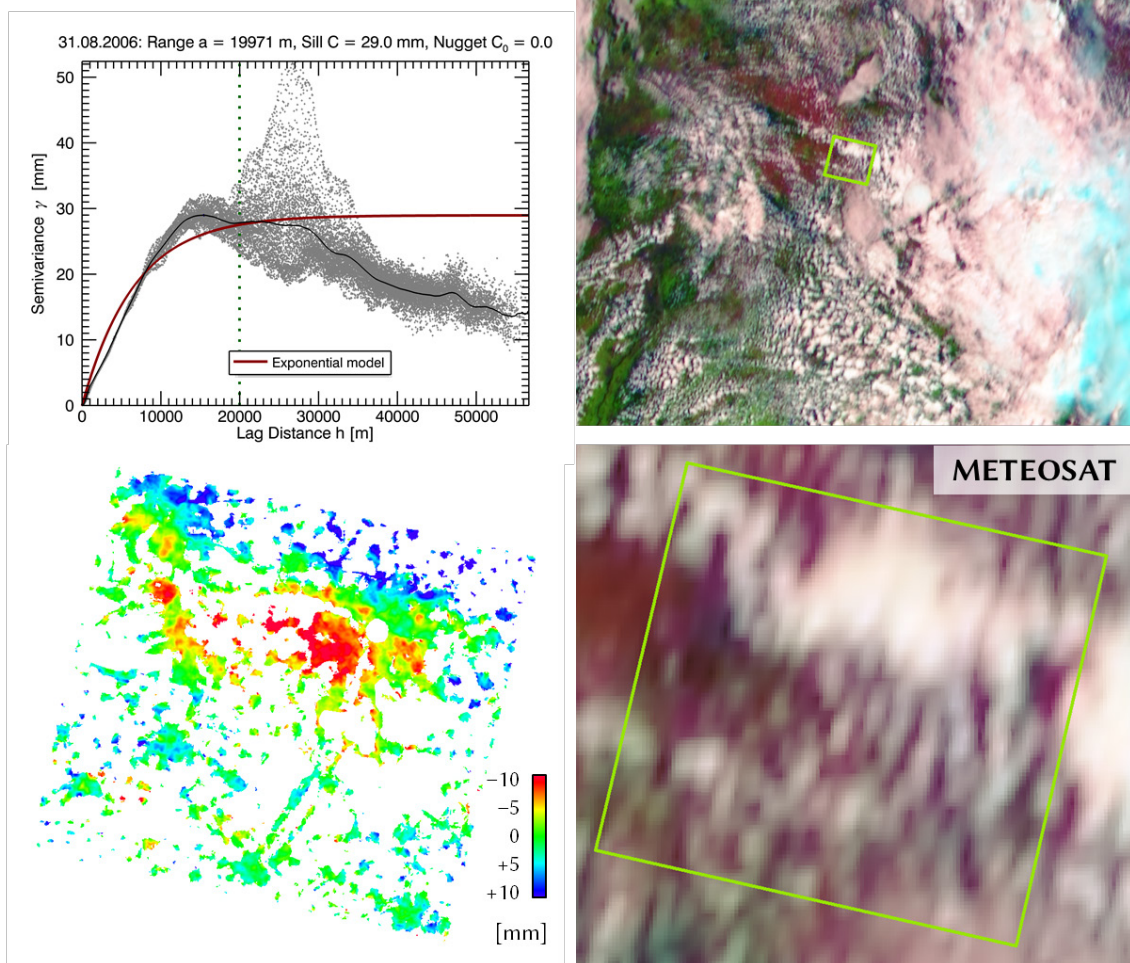


Abb. D.1: Die ENVISAT ASAR Szene vom 31.08.2006 weist eine gute Übereinstimmung mit dem METEOSAT MSG Bild auf. Lediglich ein Versatz der Wolken nach Norden kann in den MSG Bildern beobachtet werden.

Das dazugehörige Semivariogramm ist links oben dargestellt. Es zeigt einen verhältnismäßig hohen Sill und eine relativ große Range von 20 km.

## ENVISAT ASAR

26.06.2008

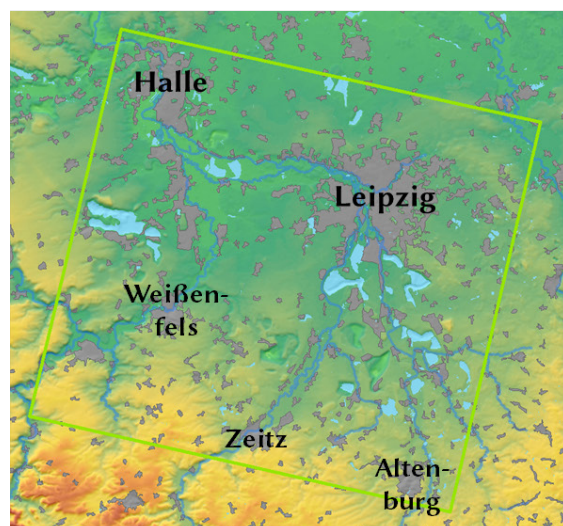
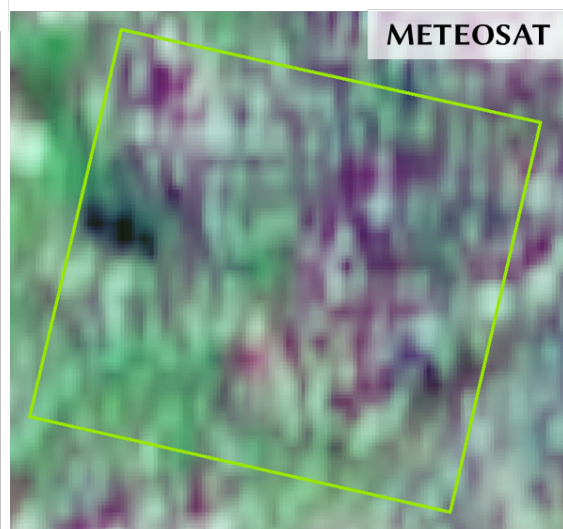
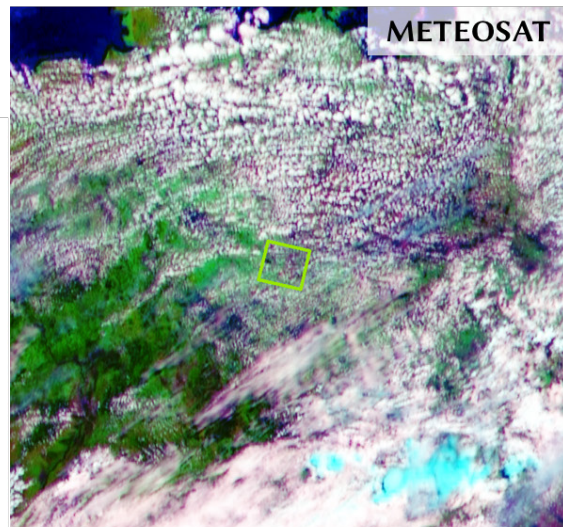
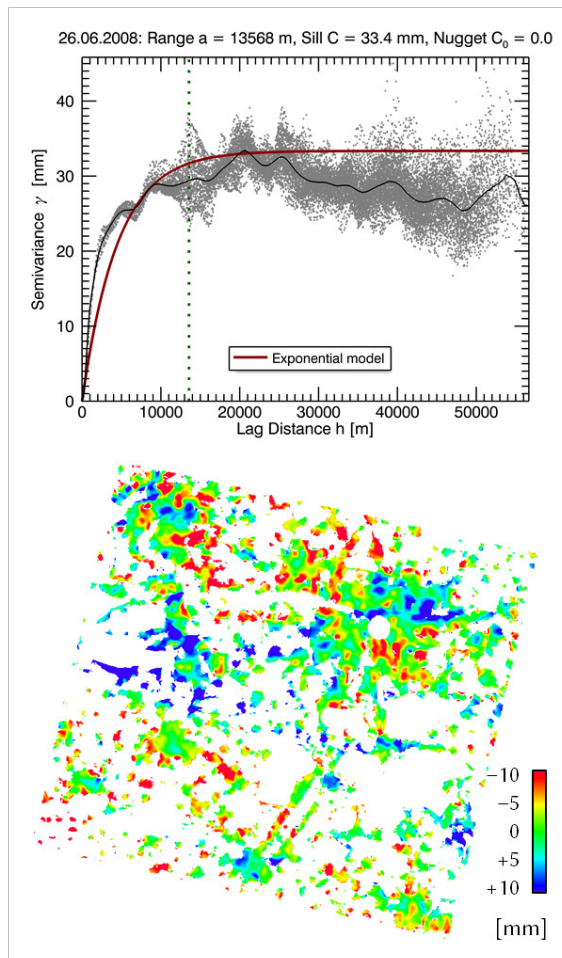


Abb. D.2: Die ASAR Szene vom 26.06.2008 zeigt eine äußerst kleinräumige Atmosphäre. Auch das METEOSAT MSG Bild oben rechts zeigt in ganz Mittel- und Norddeutschland eine kleinräumige Wolkenverteilung. Die Auflösung von MSG (Mitte rechts) reicht jedoch nicht aus, die Phasenverschiebungen der ASAR Szene ortsgenau zu erklären. Entsprechend der Kleinräumigkeit ist auch der Range des Semivariogramms geringer als im vorhergehenden Beispiel.

Die Karte (rechts) stellt den Abdeckungsbereich für sämtliche auf ENVISAT ASAR basierenden Beispiele in Anhang D dar.



## ENVISAT ASAR

11.06.2009

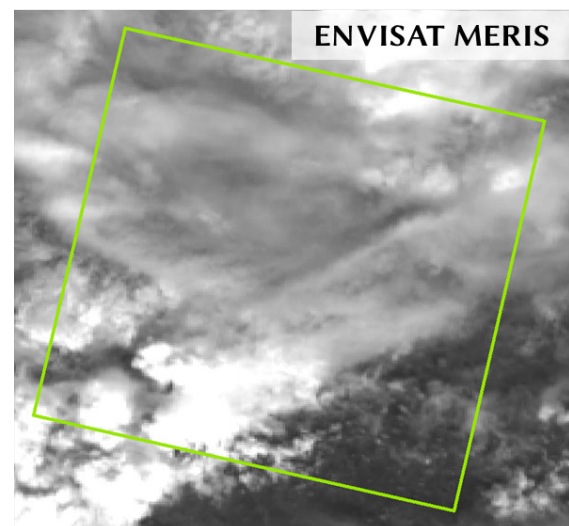
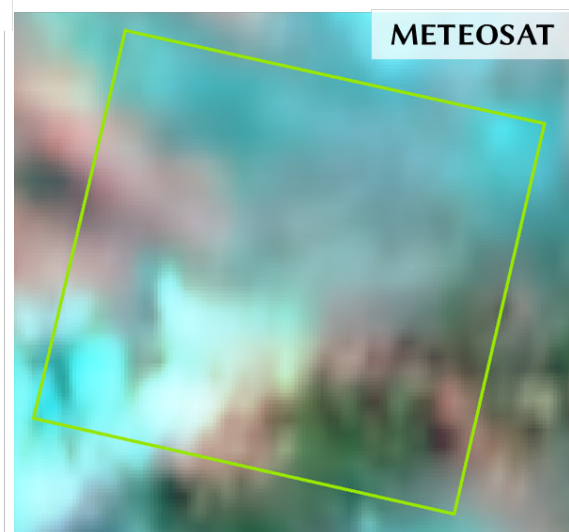
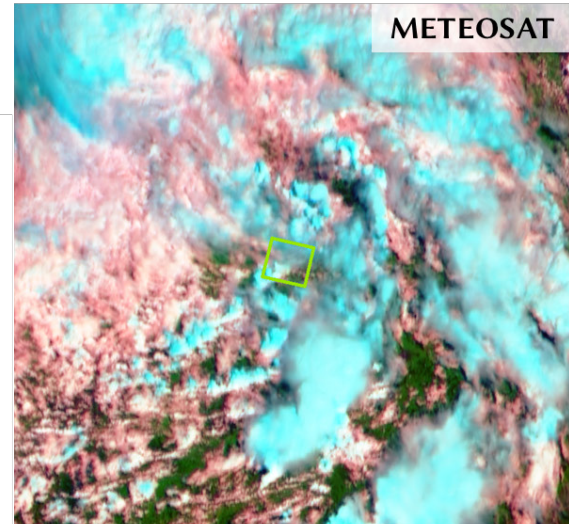
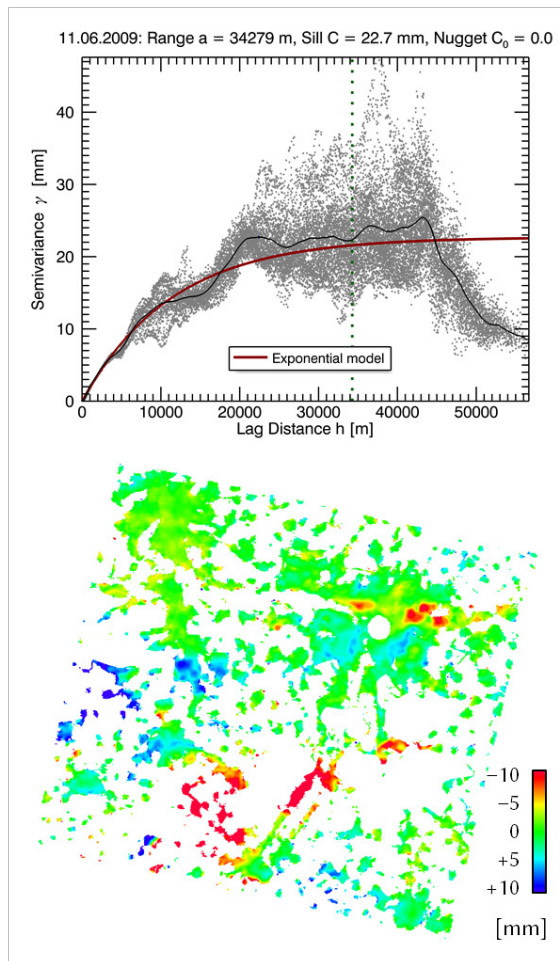


Abb. D.3: Die Wetterlage am 11.06.2009 weist hohe Wolken mit einem Eisschirm (cyanfarben) auf. Für die ASAR Szene vom 11.06.2009 steht zudem eine höher aufgelöste ENVISAT MERIS Aufnahme zur Verfügung.

Diese zeigt weitaus mehr Details und weist eine bessere Übereinstimmung mit den ermittelten atmosphärischen Phasenverschiebungen auf. Die Bereiche mit hoher negativer Phasenverschiebung (kleiner  $-10$  mm) stimmen gut mit den in MERIS sichtbaren Wolken überein (siehe auch die kleinen Wolken im Bereich von Leipzig (in der ASAR Szene oben rechts)).

## ENVISAT ASAR

16.07.2009

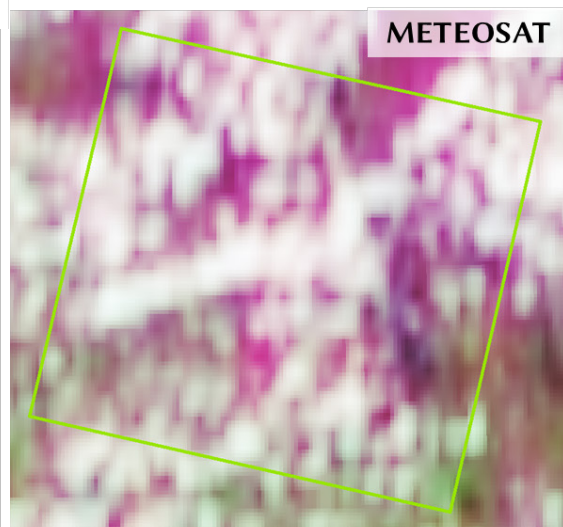
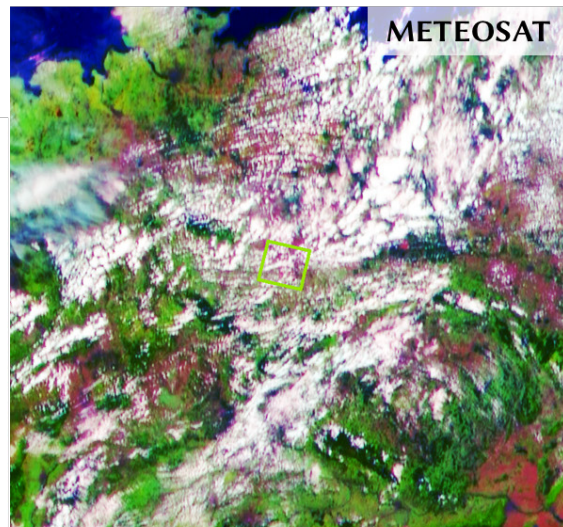
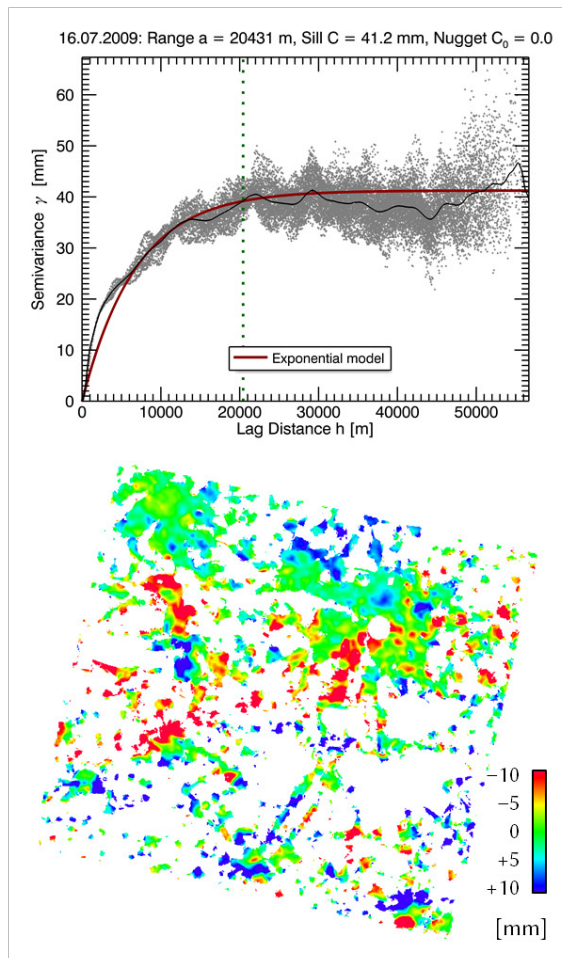
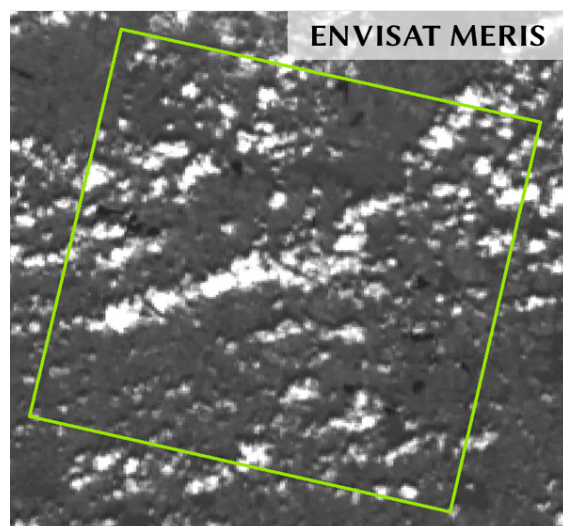


Abb. D.4: Die Szene vom 16.07.2009 wurde bereits für Abbildung 5.2 in Kapitel 5.1.1 verwendet. Zu diesem Aufnahmezeitpunkt herrschte ebenfalls eine sehr kleinräumige Atmosphäre vor.

Die dazugehörige ENVISAT MERIS Szene repräsentiert die in der ASAR Szene beobachtbare atmosphärische Situation durch die höhere geometrische Auflösung besser als die MSG Aufnahme. Nahezu jede bei ASAR detektierte negative Phasenverschiebung (entsprechend einer Verzögerung) lässt sich mit einer in MERIS sichtbaren Wolke erklären. Lediglich die beobachteten positiven Phasenverschiebungen zwischen den Wolken lassen sich nicht anhand des optischen Bildes erklären.





## ENVISAT ASAR

05.08.2010

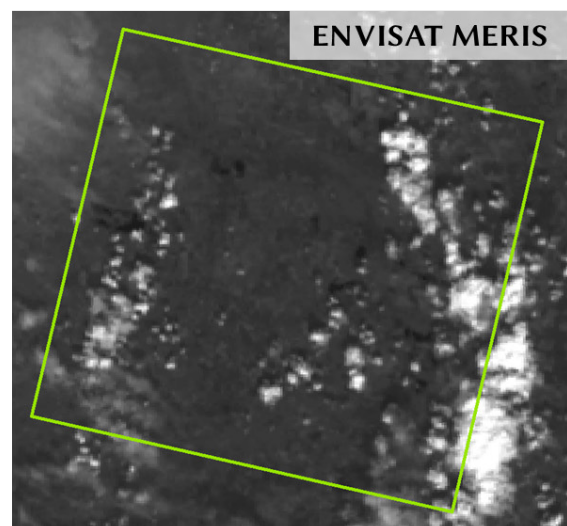
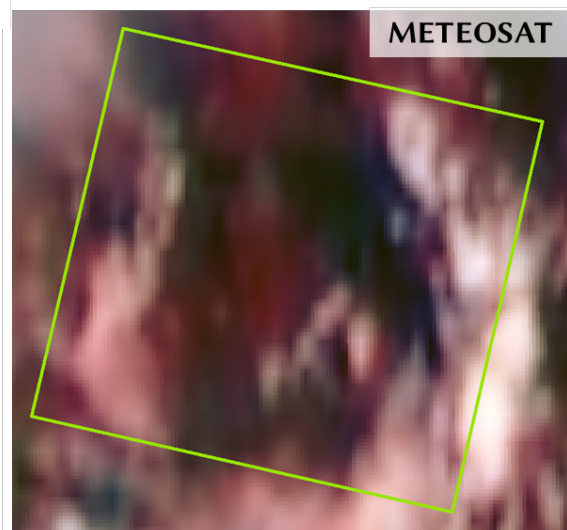
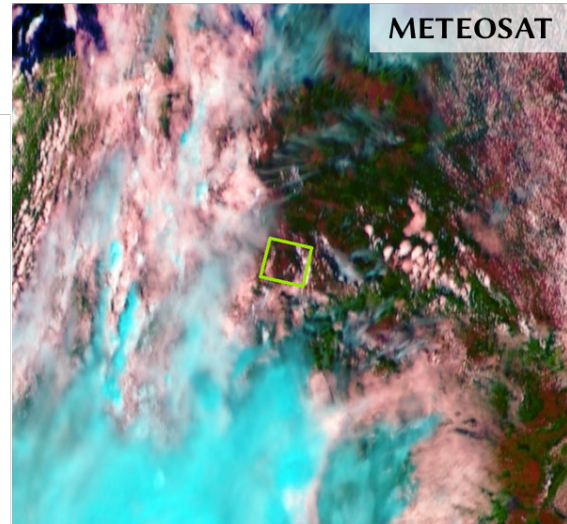
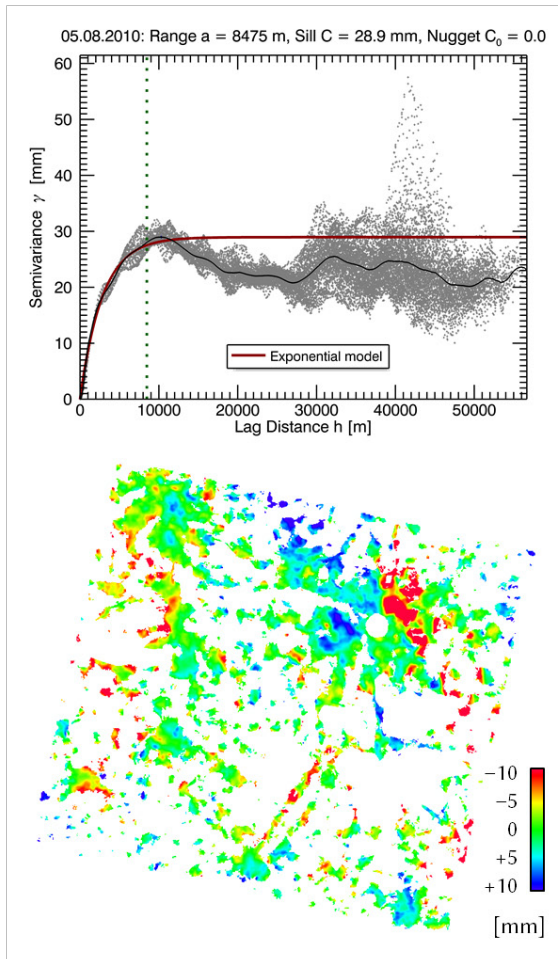


Abb. D.5: Ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit optischen Daten weist die ASAR Szene vom 05.08.2010 auf. Jede Wolke erzeugt eine atmosphärische Phasenverschiebung. Diese sind allerdings nur in den städtischen Bereichen sichtbar.

Auch in diesem Beispiel zeigen sich positive Phasenverschiebungen (blau) in Gebieten ohne sichtbare Wolken, siehe zum Beispiel im Bereich westlich von Leipzig.



## TerraSAR-X Ascending

22.06.2010

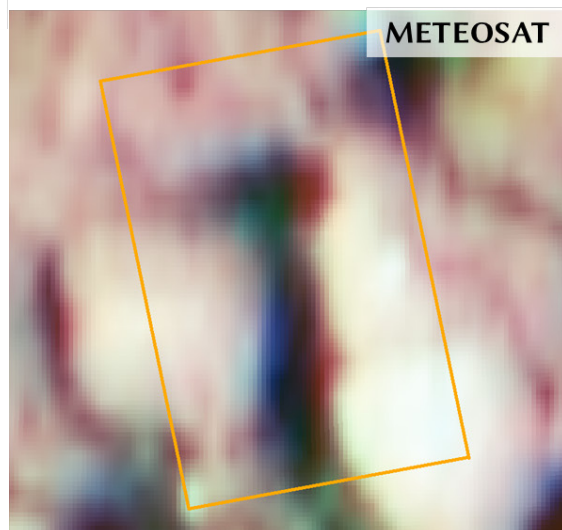
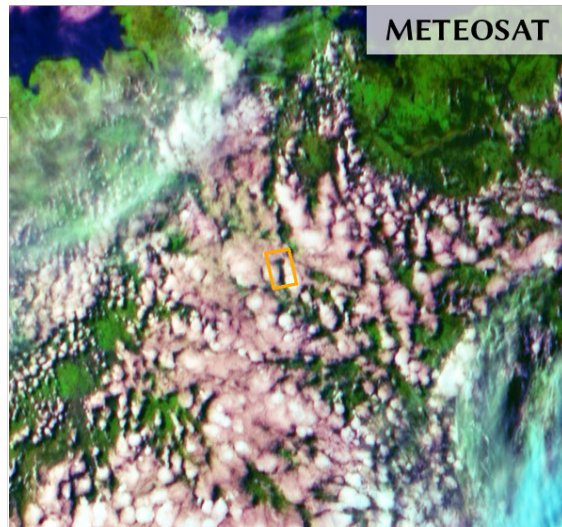
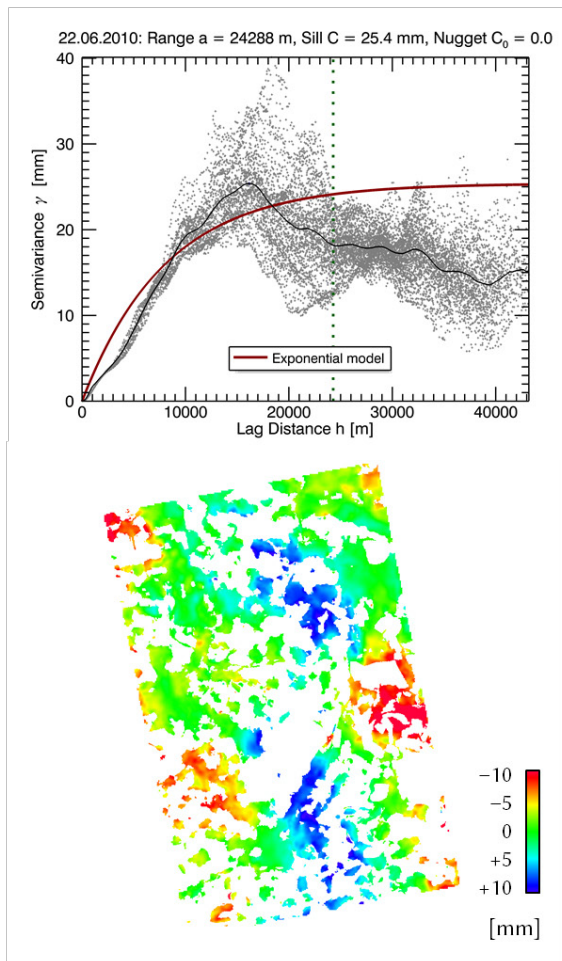
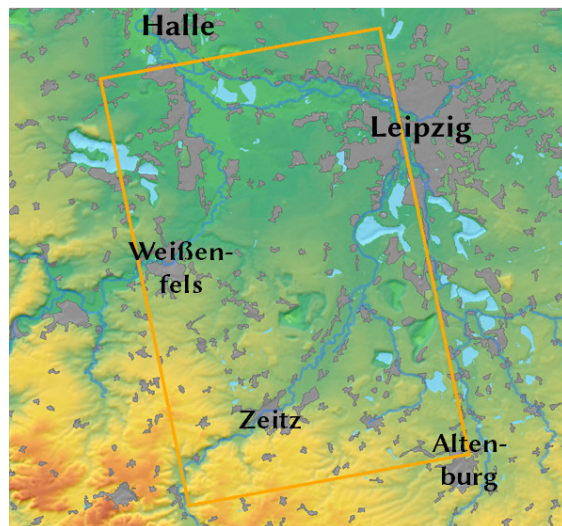


Abb. D.6: Die TerraSAR-X Szene vom 22.06.2010 (Ascending Datenstapel) zeigt eine gute Übereinstimmung mit METEOSAT MSG, wenn auch die relativ großen Wolken nur randlich erfasst wurden. Die Bereiche zwischen den Wolken weisen in Relation zu den Wolken selbst positive Phasenverschiebungen auf.

Die Karte rechts zeigt den Abdeckungsbereich der TerraSAR-X Ascending Szene. Alle nun folgenden Beispiele zeigen den gleichen Ausschnitt.



### TerraSAR-X Ascending 25.07.2010

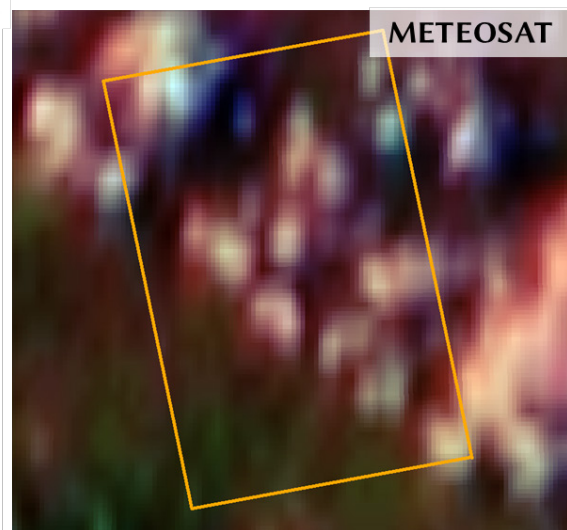
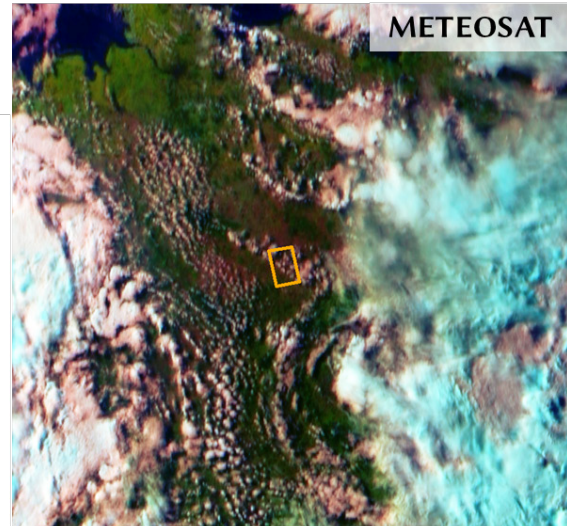
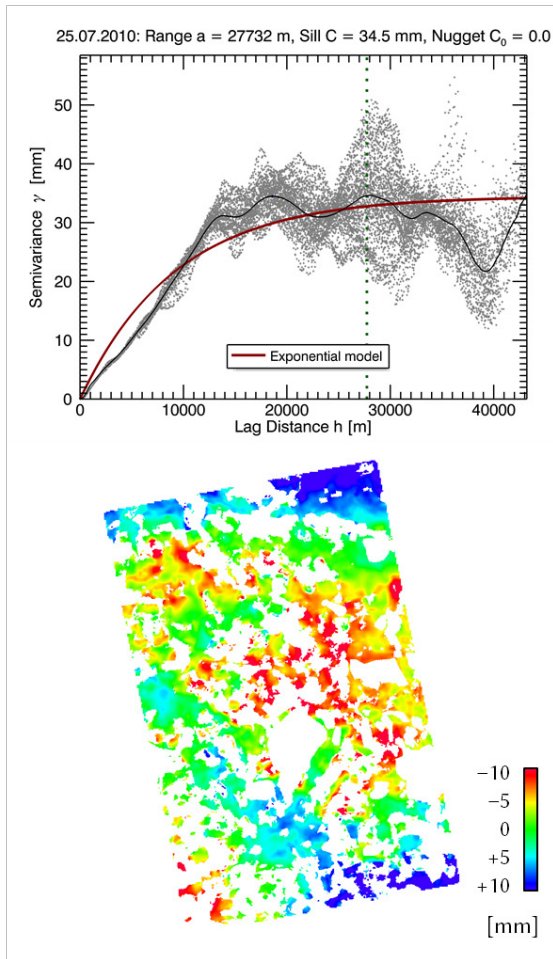


Abb. D.7: Die TerraSAR-X Ascending Szene vom 25.07.2010 zeigt ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit METEOSAT MSG. Die Kleinräumigkeit der mit TerraSAR-X ermittelten Atmosphäre wird jedoch aufgrund der niedrigen Auflösung weniger gut von MSG wiedergegeben.



## TerraSAR-X Ascending

27.08.2010

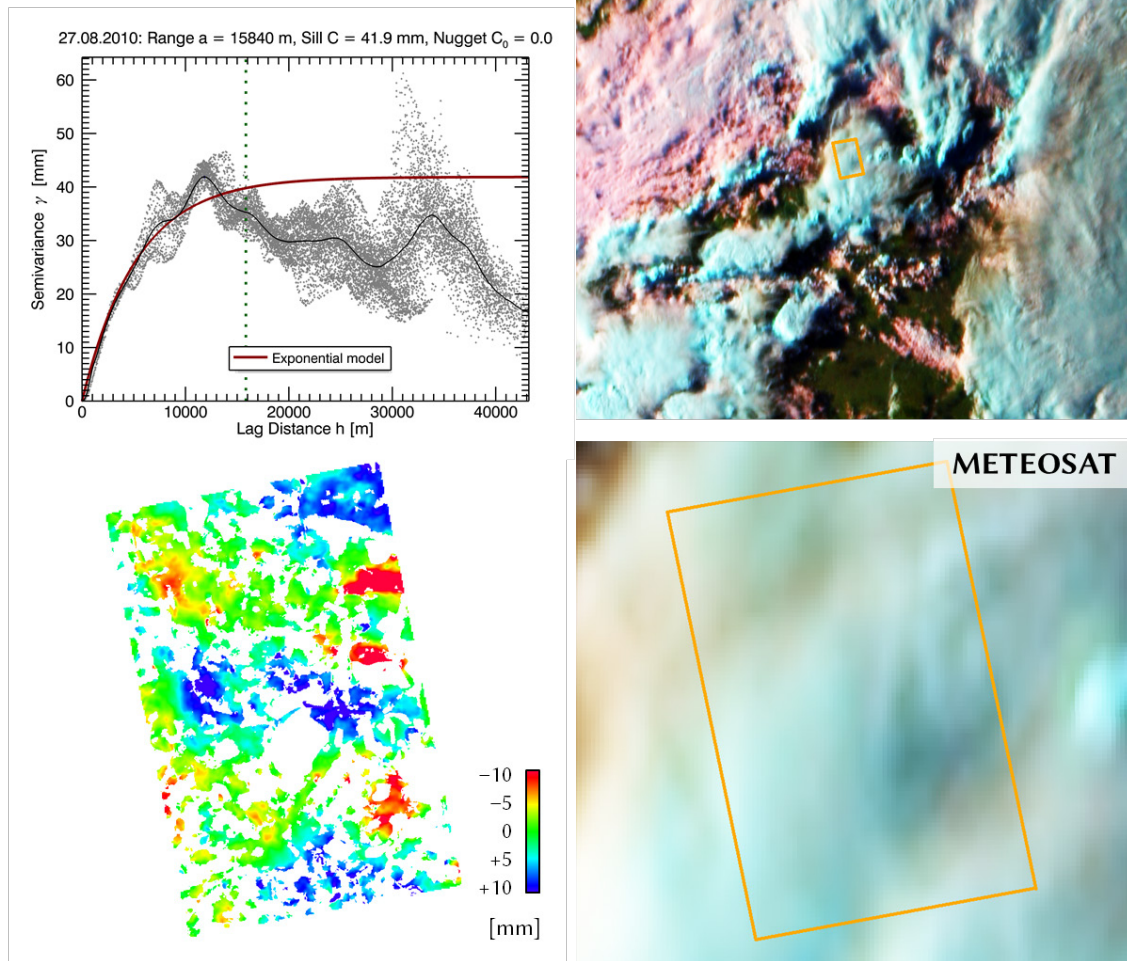


Abb. D.8: Die Wetterlage zum 27.08.2010 weist in ganz Deutschland eine starke Cumulonimbusbewölkung mit ausgedehnten Eisschirmen auf (cyanfarben in MSG). Die METAR Meldung von EDDP um 15:20 UTC gibt für die Umgebung des Flughafens Leipzig-Halle Gewitter mit leichten Regenschauern an.

Durch die Ausbildung eines Eisschirms weist das MSG Bild im Bereich der TerraSAR-X Ascending Szene eine kaum differenzierte Fläche auf. Demgegenüber zeigen sich in der atmosphärischen Phasenverschiebung von TerraSAR-X auch Strukturen unterhalb des Eisschirms und somit ein völlig anderes Bild als mittels der METEOSAT-Daten.

## TerraSAR-X Ascending

12.11.2010

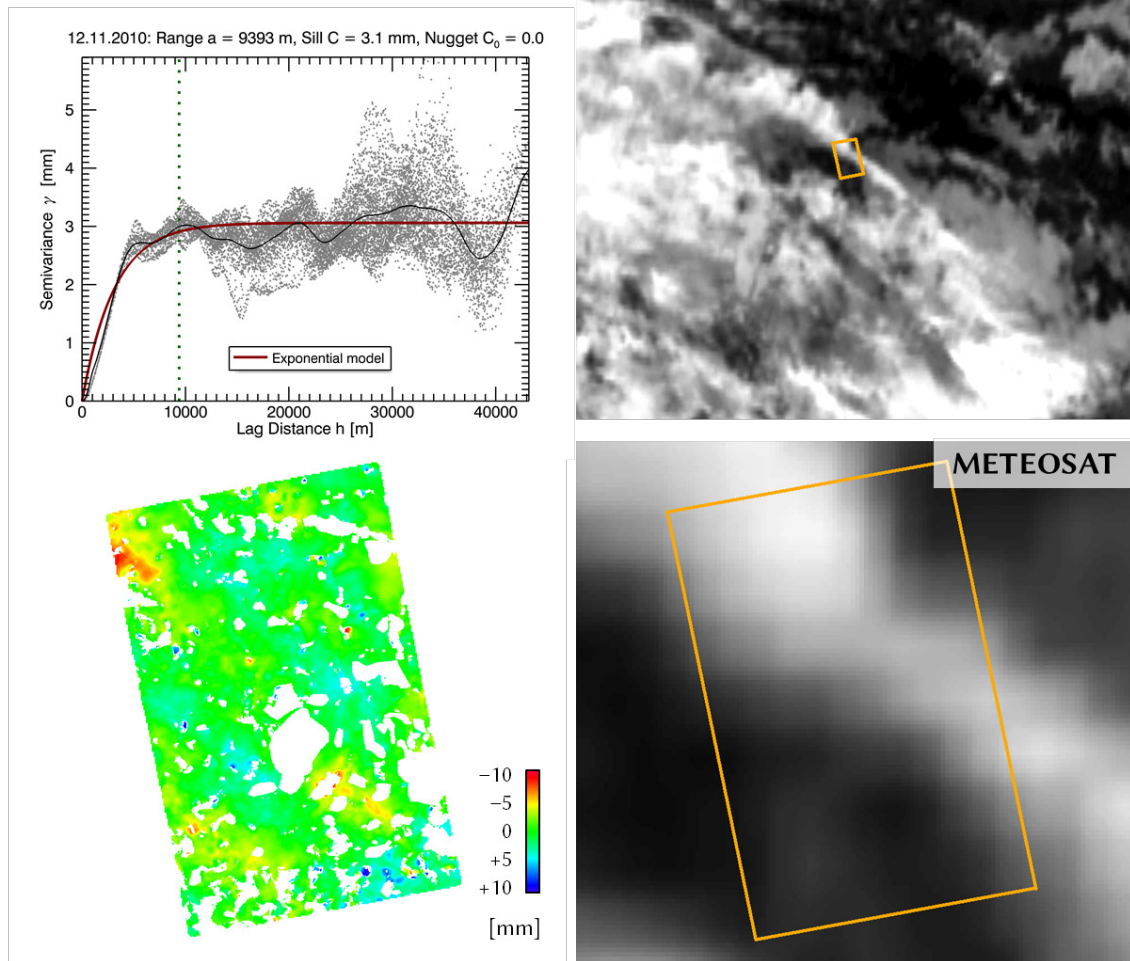


Abb. D.9: Die TerraSAR-X Ascending Szene vom 12.11.2010 zeigt ein Beispiel für eine sehr schwache Atmosphäre im späten Herbst. Aufgrund der Aufnahmezeit der Ascending Szenen am Nachmittag war an diesem Tag die Sonne bereits seit über einer Stunde untergegangen. Aus diesem Grund kann lediglich ein Vergleich mit dem Infrarotkanal von MSG bei  $10,8 \mu\text{m}$  erfolgen. Dieser weist eine dreifach geringere Auflösung als die bisher gezeigten MSG Bilder im sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums auf, deren geometrische Auflösung mit dem High Resolution Visible (HRV) Kanal von MSG verbessert werden konnte (mittels Pansharpening).

Die atmosphärische Phasenverschiebung ist zu dieser Jahreszeit relativ gering, auch ersichtlich an den niedrigen Sillwerten im Semivariogramm. Dennoch weist das Bild der Phasenverschiebungen deutlich länglich gestreckte, in Richtung Nordwest-Südost verlaufende Strukturen auf. Diese Beobachtung deckt sich mit der von METEOSAT MSG, wo ein in gleicher Richtung verlaufendes Wolkenband sichtbar ist.

## TerraSAR-X Ascending

04.04.2011

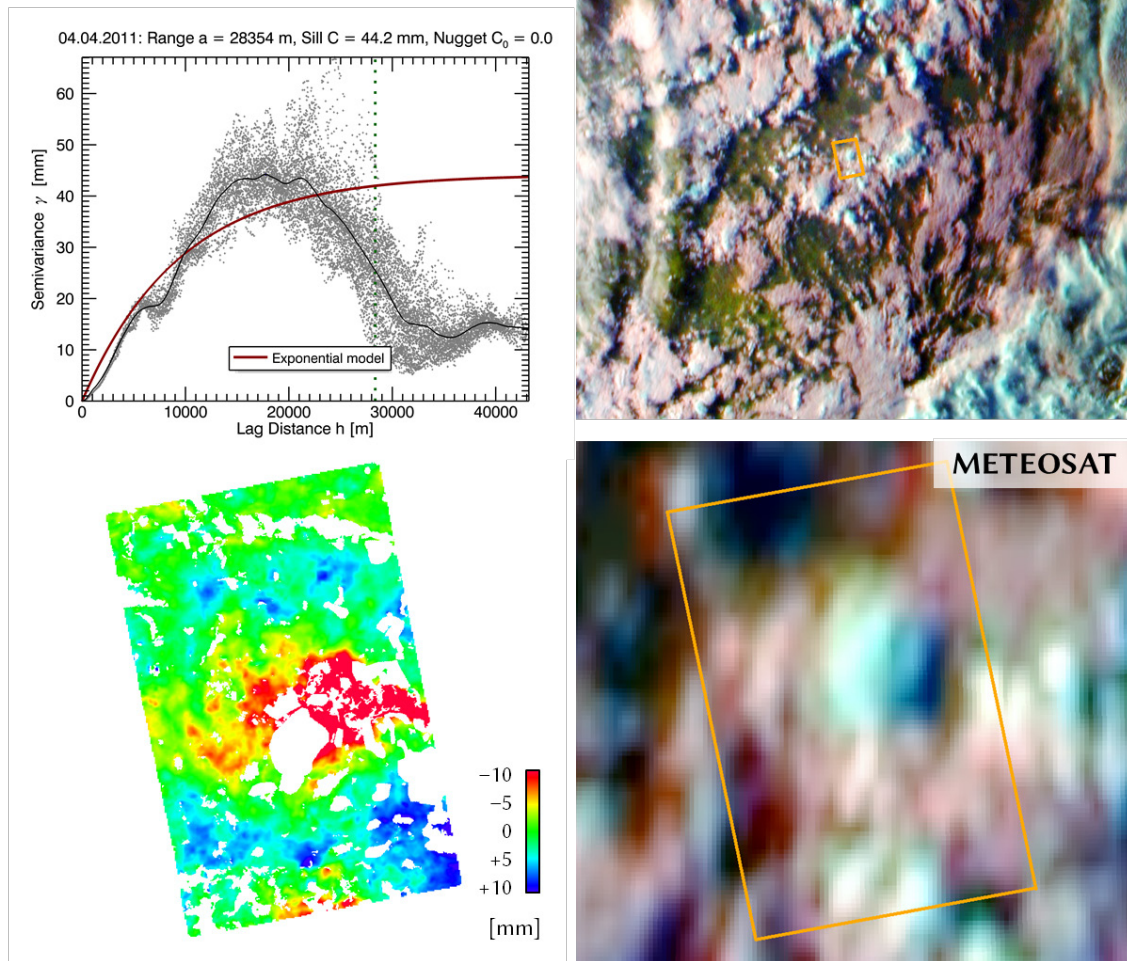


Abb. D.10: Das letzte Beispiel für den Ascending Datenstapel von TerraSAR-X wurde bereits für Abbildung 5.1 in Kapitel 5.1.1 verwendet. Die von MSG aufgenommenen hochreichenden Cumulonimbuswolken (cyan) werden aufgrund ihrer Höhe nach Norden versetzt abgebildet. In diesem Bereich zeigen sich die stärksten beobachteten Phasenverschiebungen von bis zu  $-50$  mm (beachte Überschreitung der Farbskala). Das Ergebnis der atmosphärischen Phasenverschiebung von TerraSAR-X zeigt um die Wolke herum einen ringförmigen Bereich von positiven Werten.



## TerraSAR-X Descending

02.06.2010

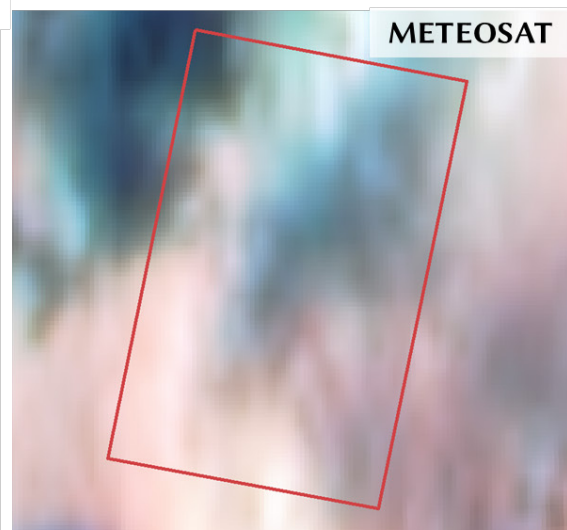
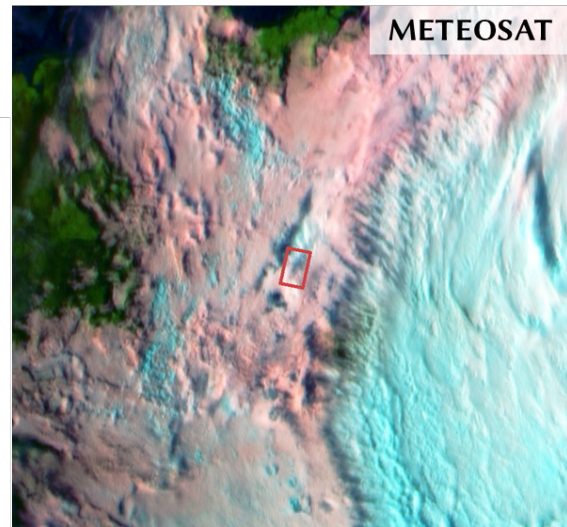
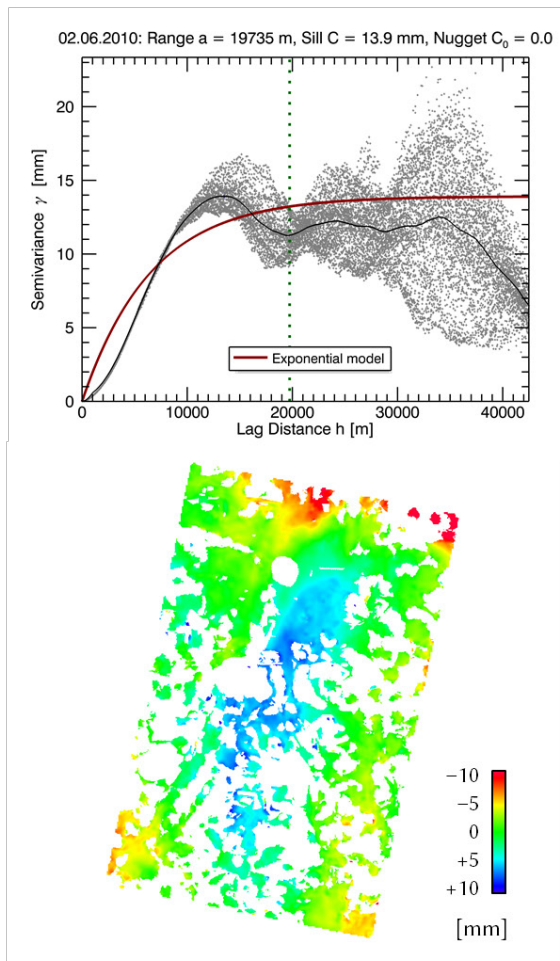
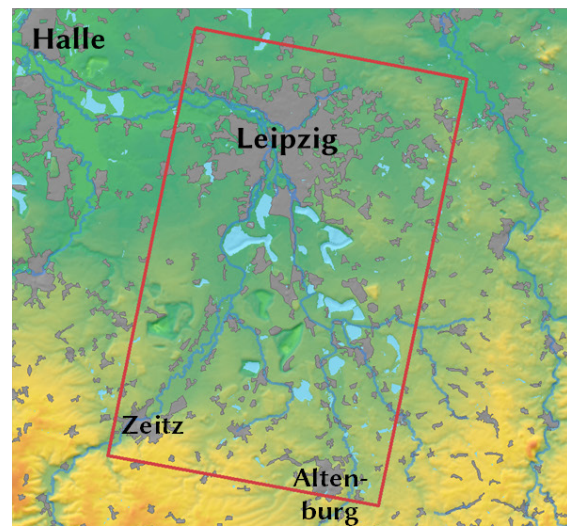


Abb. D.11: Die TerraSAR-X Szene vom 02.06.2010 (Descending Datenstapel) weist eine gewisse Übereinstimmung mit einer in METEOSAT MSG erahnbaren Wolkenlücke auf. Die Wolken treten im MSG Bild vermutlich ebenfalls nach Norden versetzt auf.

Die Karte rechts zeigt wiederum den Abdeckungsbereich der nachfolgenden in Anhang D gezeigten TerraSAR-X Descending Beispiele.



## TerraSAR-X Descending

05.07.2010

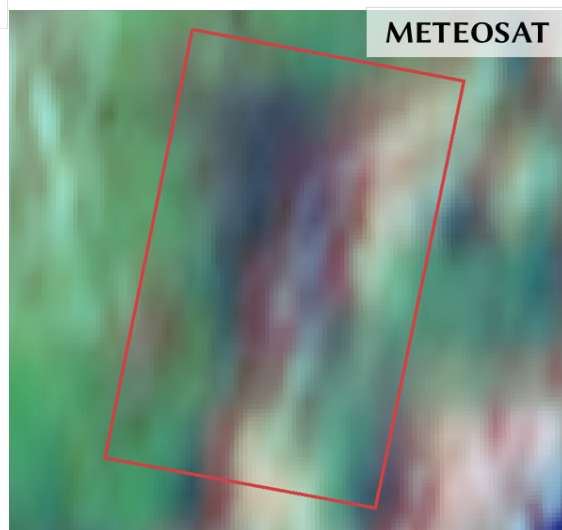
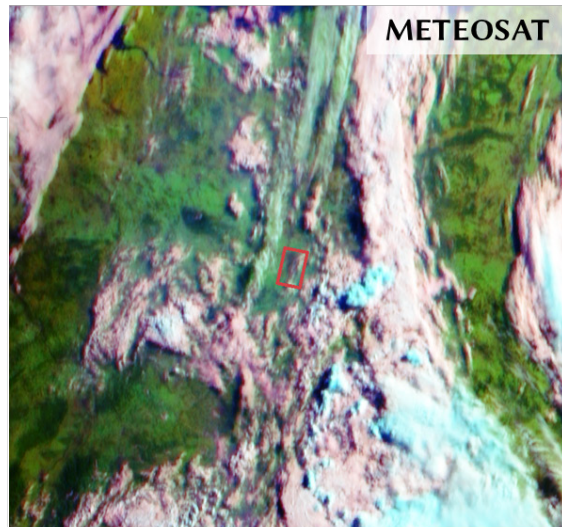
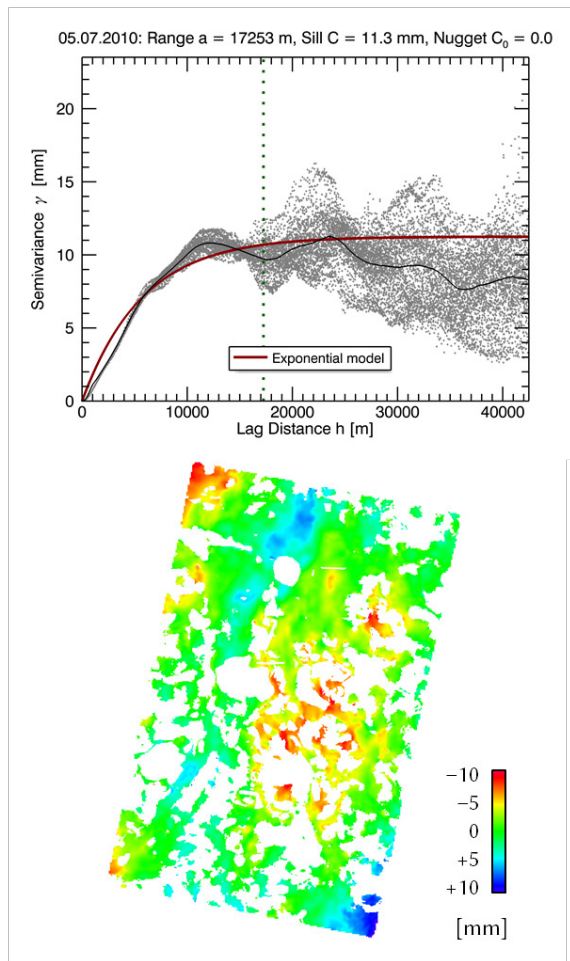


Abb. D.12: Der Descending Stapel von TerraSAR-X weist aufgrund seiner Aufnahmezeit im Allgemeinen geringere atmosphärische Phasenverschiebungen auf, als der Ascending Datenstapel. Selbst im Sommer überschreiten die Phasenverschiebungen selten die hier verwendete Farbskala.

Zum 05.07.2010 zeigt sich im MSG Bild eine länglich erstreckte, Nordnordost-Südsüdwest verlaufende Wolke. Das auf TerraSAR-X basierende Ergebnis zeigt, dass die Wolke im MSG Bild nach Norden verschoben ist. Am Rand der Wolke zeigt sich auch hier ein Bereich mit einer Wegverkürzung (entsprechend positiver Phasenwerte).



## TerraSAR-X Descending 16.07.2010

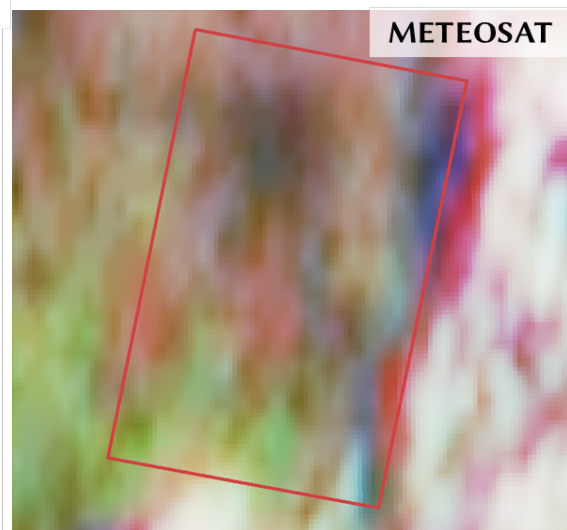
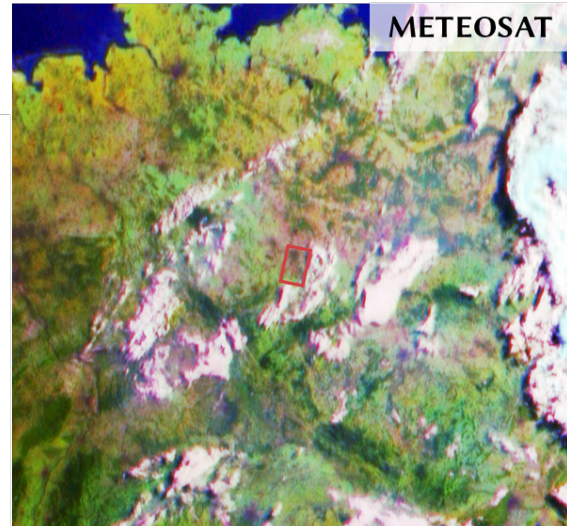
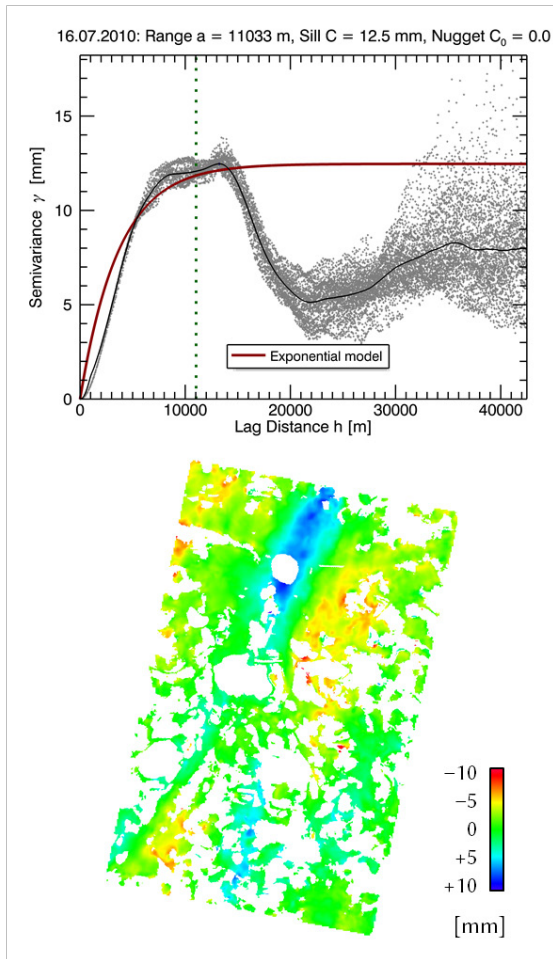


Abb. D.13: Bei der elf Tage später aufgenommenen Szene vom 16.07.2010 zeigt sich ein ähnliches Bild. Die im MSG Bild sichtbaren Wolken werden nicht mehr von der SAR Szene abgedeckt. Dennoch zeigt sich im leicht dunstigen Bereich westlich der Wolke eine längliche Struktur in der atmosphärischen Phasenverschiebung, welche einen mit den Wolken übereinstimmenden Verlauf aufweist.

## TerraSAR-X Descending

17.04.2011

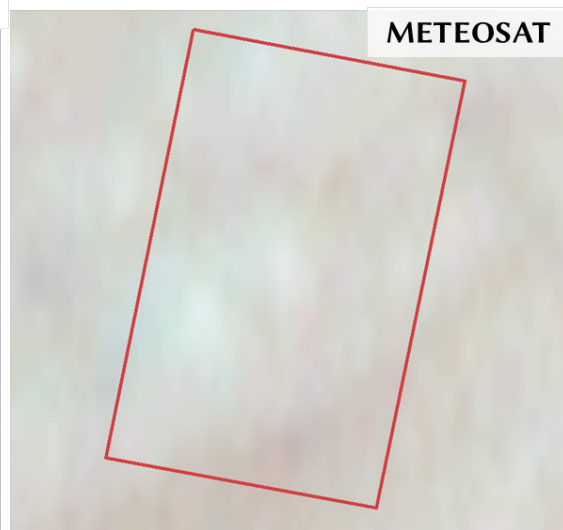
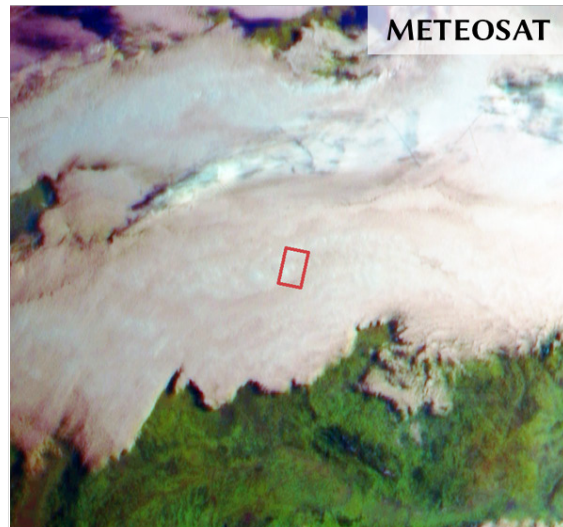
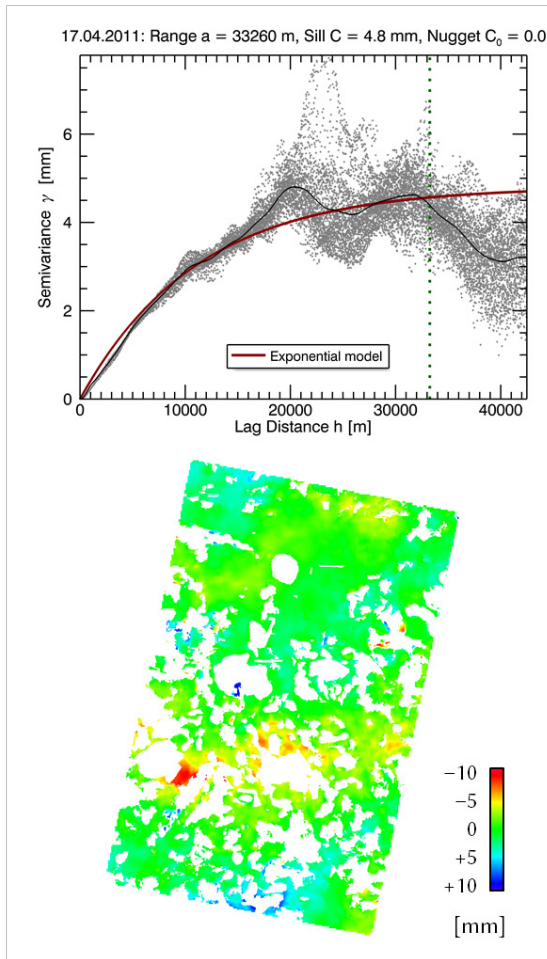


Abb. D.14: Die METEOSAT Szene zum 17.04.2011 zeigt eine völlig geschlossene Wolkenbedeckung über Mittel- und Norddeutschland. Dennoch zeigen sich in der anhand von TerraSAR-X ermittelten Atmosphäre leichte Phasenverschiebungen, welche auf Inhomogenitäten innerhalb oder unterhalb der Wolke schließen lassen. Diese lassen sich im MSG Bild allenfalls erahnen.

## TerraSAR-X Descending 09.05.2011

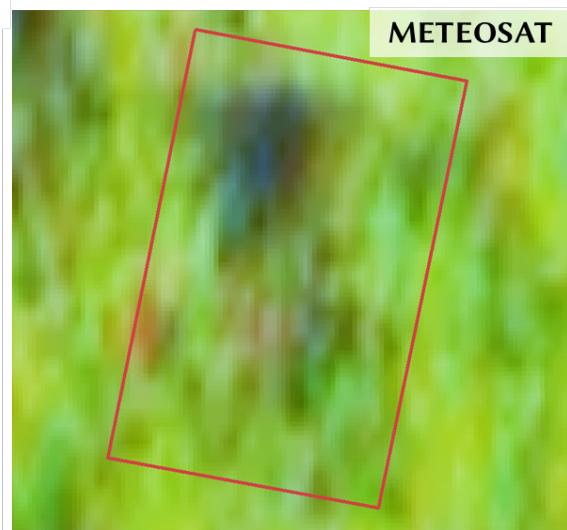
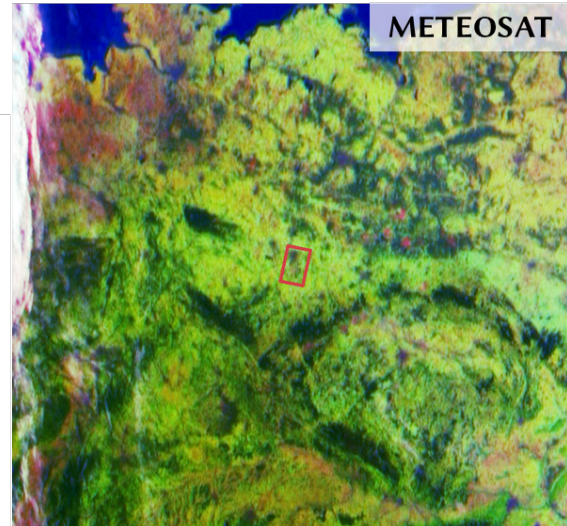
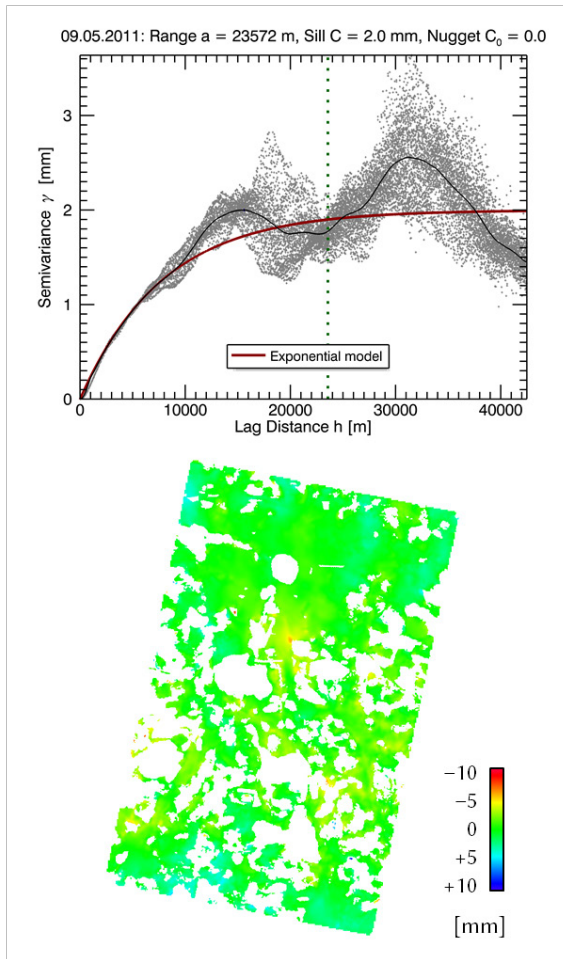


Abb. D.15: Als letztes Beispiel von Anhang D zeigt die Descending Szene vom 09.05.2011 eine nahezu homogene Phasenverschiebung, entsprechend niedrig ist auch der dazugehörige Sill des Semivariogramms.

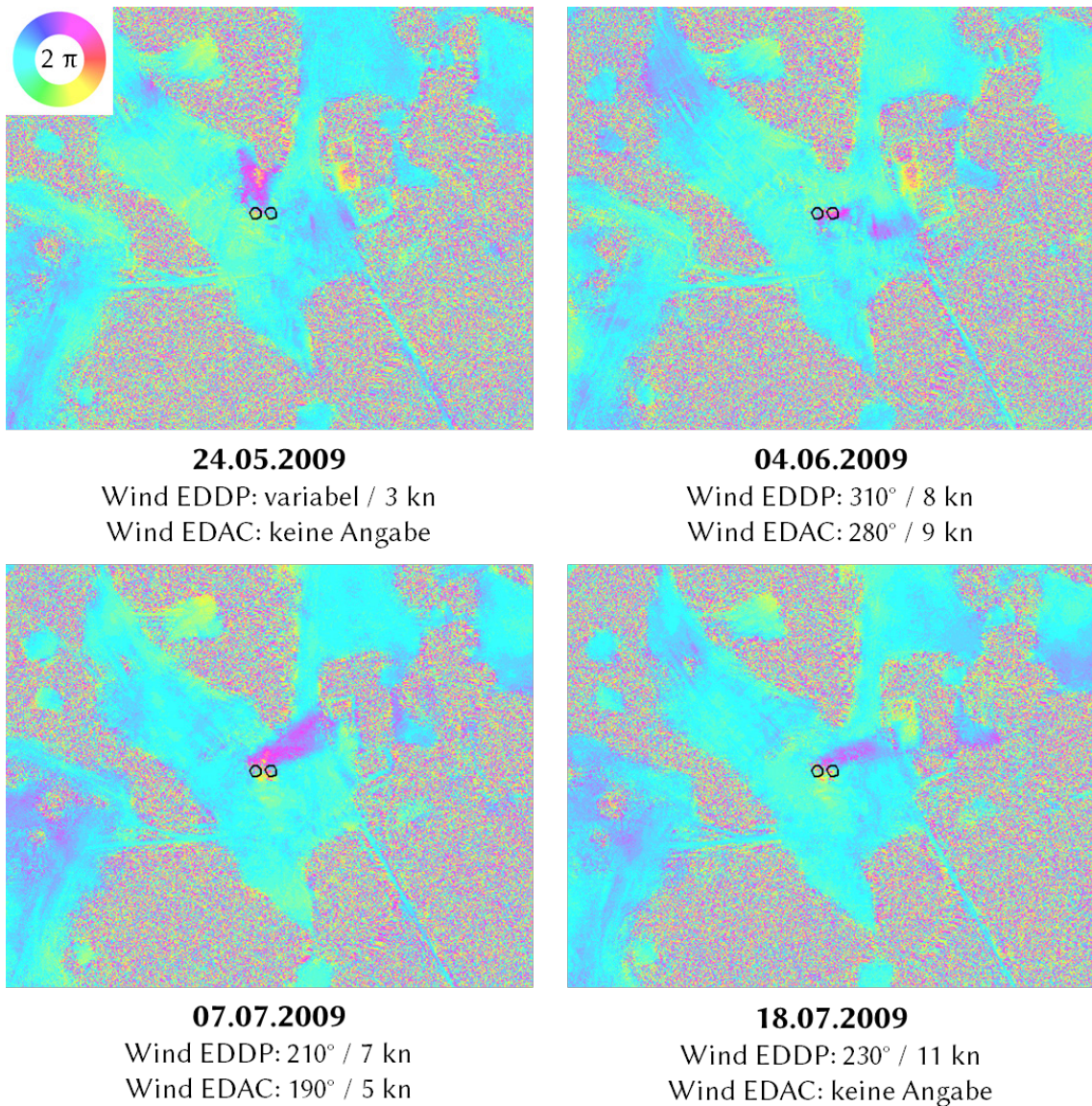
Das METEOSAT Bild zeigt eine fast vollständig wolkenfreie Wetterlage. Lediglich in der Vergrößerung (unten rechts) zeigen sich leichte Schleierwolken (möglicherweise Cirren), welche jedoch kaum Auswirkungen auf die Radarwellenausbreitung besitzen.





## Anhang E: Vergleich der atmosphärischen Phasenverschiebung von Kraftwerksabgasen mit Winddaten

Abb. E: Die folgenden 28 Beispiele basieren auf dem TerraSAR-X Descending Stapel. Dargestellt ist jeweils der identische Ausschnitt (ca.  $5,8 \times 4,7 \text{ km}^2$ ) um das Kraftwerk Lippendorf (Position  $51^\circ 11,1' \text{ N}$ ,  $12^\circ 22,4' \text{ O}$ ). Die zwei Kraftwerkskühltürme sind mit schwarzen Kreisen eingezeichnet. Verwendet wurden Windinformationen aus METAR Wettermeldungen (s.u.) um 05:50 UTC. Aufgrund der Höhe der Kraftwerkstürme, der Schrägsicht des Satelliten und der Steigung der Abgasfahne wird diese zum Teil auf der Erdoberfläche versetzt abgebildet. Für weitere Informationen siehe Kapitel 5.1.3.

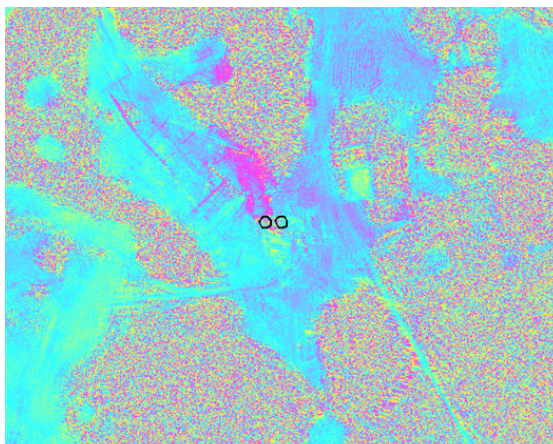


### Verwendete METAR Stationen:

ICAO-Code EDDP: Leipzig/Halle Airport ( $51^\circ 25,4' \text{ N}$ ,  $12^\circ 14,2' \text{ O}$ , Entfernung 28 km NNW)

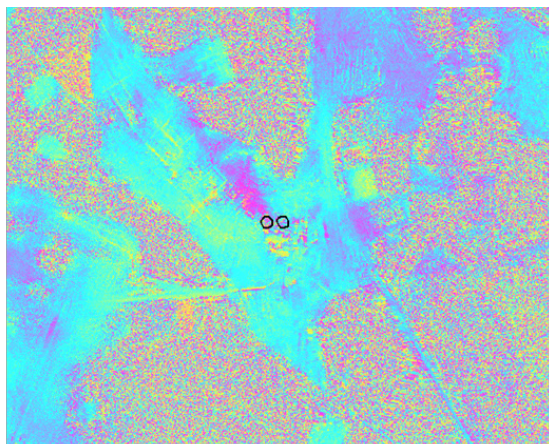
ICAO-Code EDAC: Leipzig-Altenburg Airport ( $50^\circ 58,8' \text{ N}$ ,  $12^\circ 30,7' \text{ O}$ , Entfernung 25 km SSE)





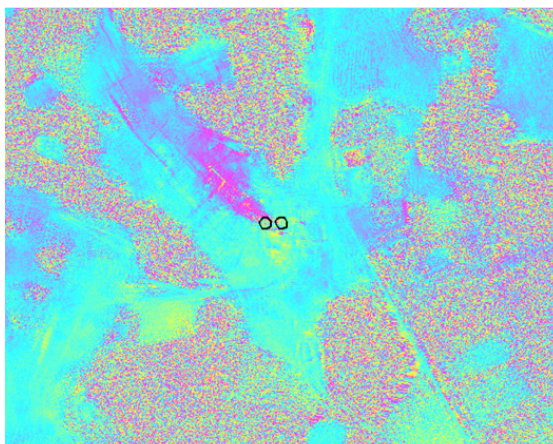
**29.07.2009**

Wind EDDP: 150° / 7 kn  
Wind EDAC: variabel / 7 kn



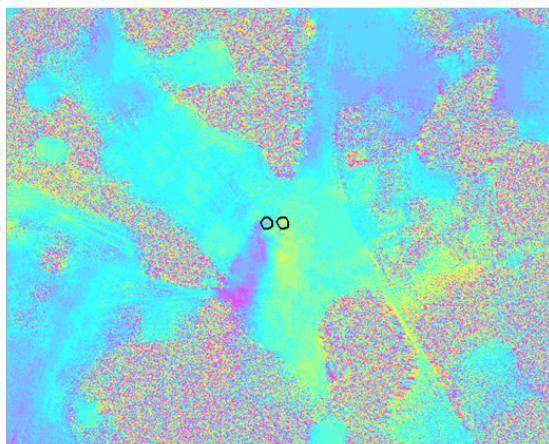
**09.08.2009**

Wind EDDP: 130° / 3 kn  
Wind EDAC: 110° / 2 kn



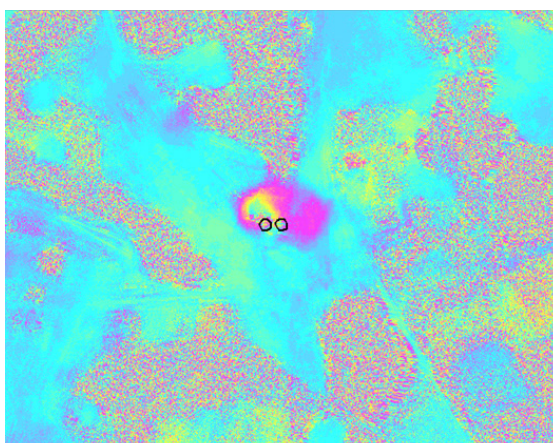
**31.08.2009**

Wind EDDP: 150° / 7 kn  
Wind EDAC: 140° / 2 kn



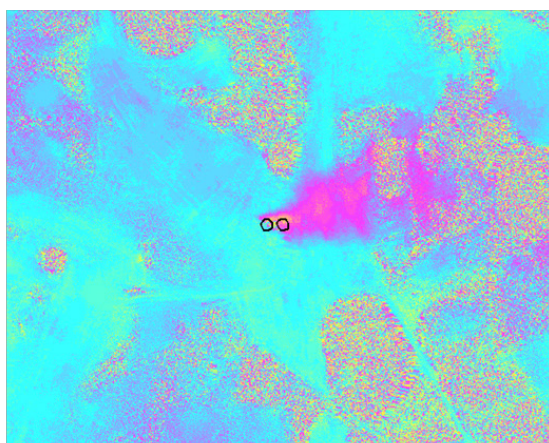
**11.09.2009**

Wind EDDP: 340° / 10 kn  
Wind EDAC: 310–010° / 4 kn



**22.09.2009**

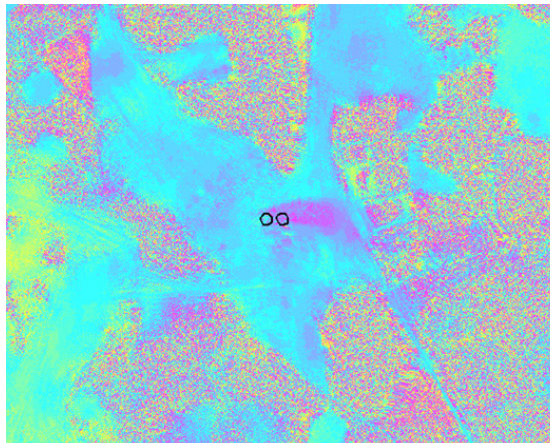
Wind EDDP: 270° / 3 kn  
Wind EDAC: variabel / 1 kn



**16.11.2009**

Wind EDDP: 200° / 6 kn  
Wind EDAC: 140° / 2 kn

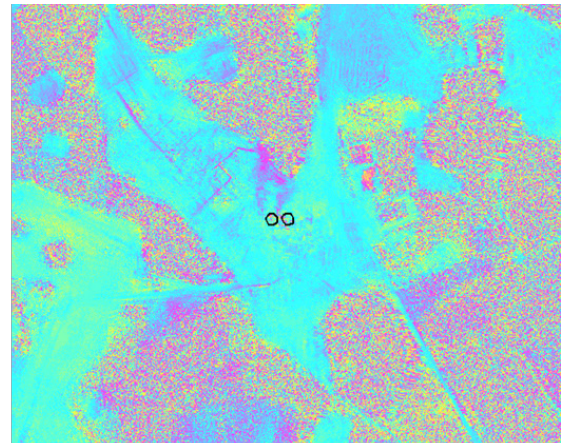




**17.03.2010**

Wind EDDP: 220° / 7 kn

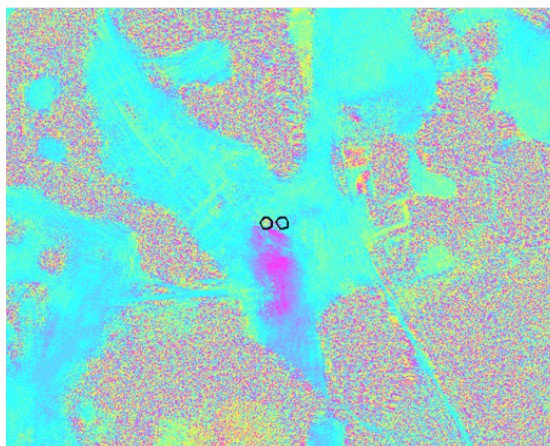
Wind EDAC: 250° / 7 kn



**08.04.2010**

Wind EDDP: 160° / 7 kn

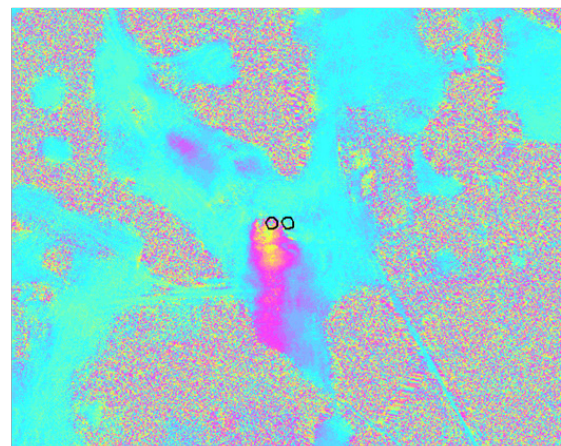
Wind EDAC: 140° / 3 kn



**22.05.2010**

Wind EDDP: 320° / 9 kn

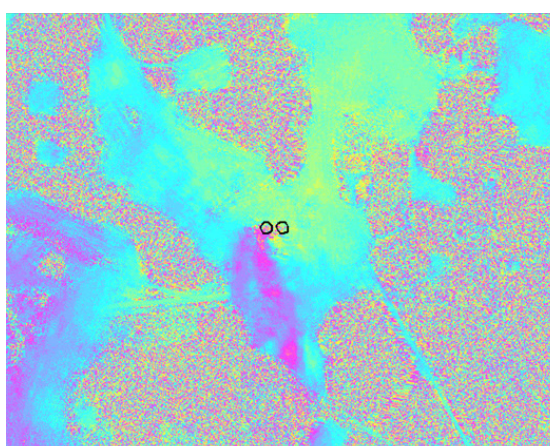
Wind EDAC: 320° / 4 kn



**24.06.2010**

Wind EDDP: 240° / 4 kn

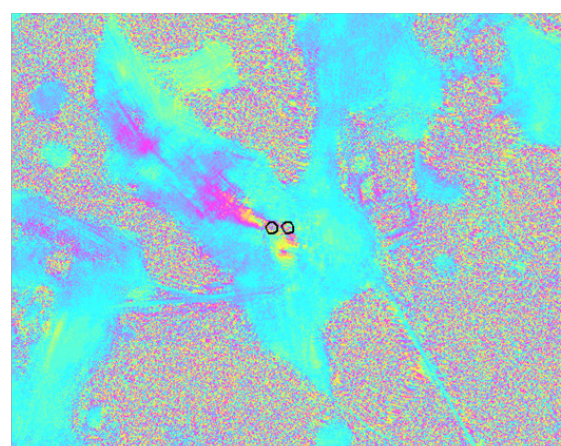
Wind EDAC: 180–260° / 3 kn



**05.07.2010**

Wind EDDP: 310° / 5 kn

Wind EDAC: 250° / 4 kn

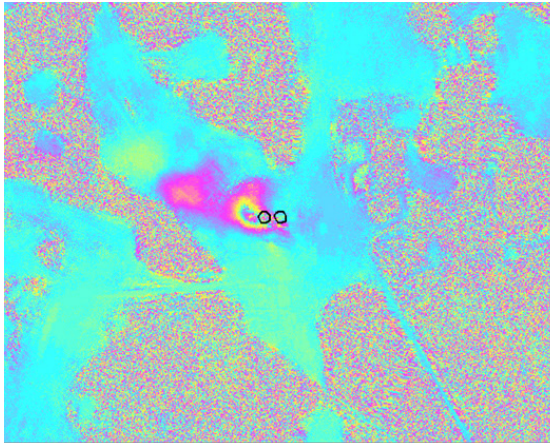


**16.07.2010**

Wind EDDP: 160° / 4 kn

Wind EDAC: 080° variabel / 2 kn

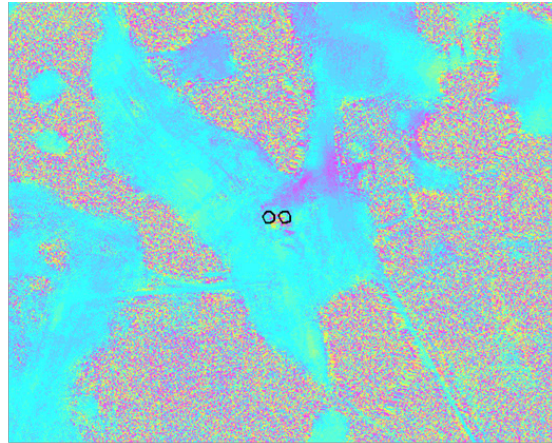




**27.07.2010**

Wind EDDP: 260° / 5 kn

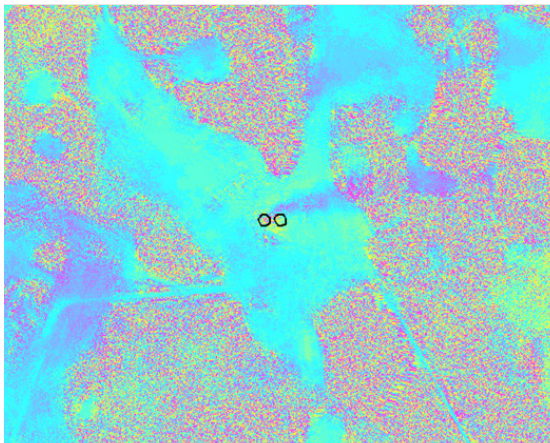
Wind EDAC: 210° / 2 kn



**18.08.2010**

Wind EDDP: 230° / 14 kn

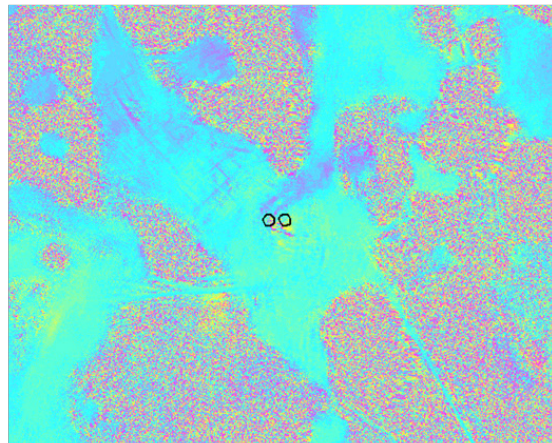
Wind EDAC: 220° / 10 kn



**09.09.2010**

Wind EDDP: 200° / 3 kn

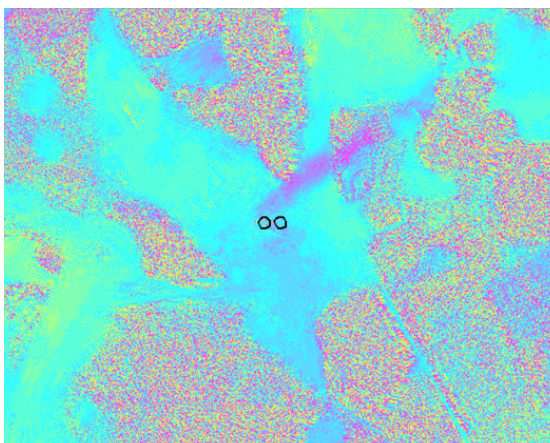
Wind EDAC: 160–220° / 5 kn



**20.09.2010**

Wind EDDP: 180° / 8 kn

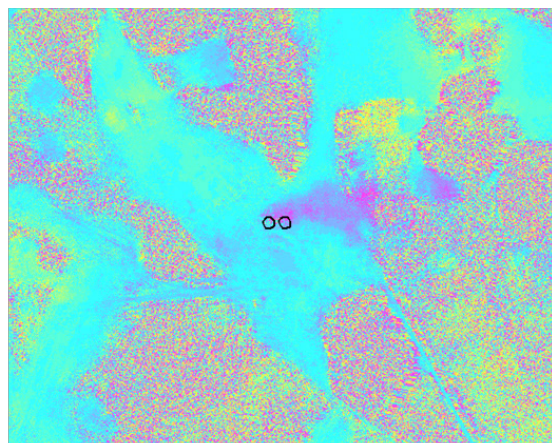
Wind EDAC: 210° / 9 kn



**23.10.2010**

Wind EDDP: 190° / 7 kn

Wind EDAC: 170° / 5 kn

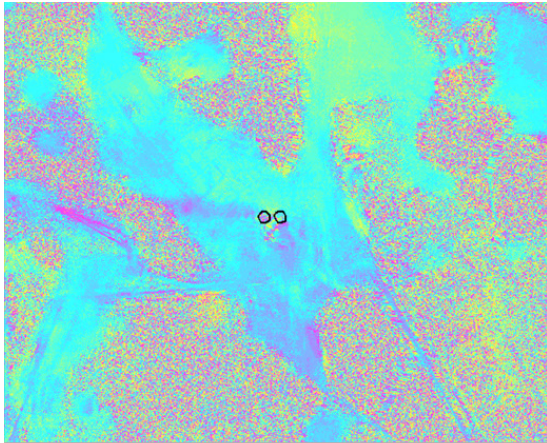


**25.11.2010**

Wind EDDP: 190° / 4 kn

Wind EDAC: 190° / 5 kn

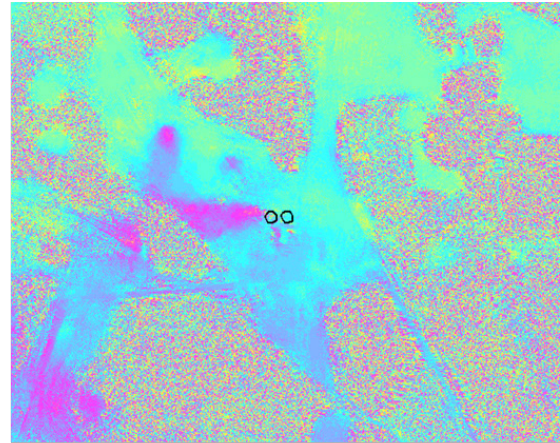




**15.03.2011**

Wind EDDP: 070° / 5 kn

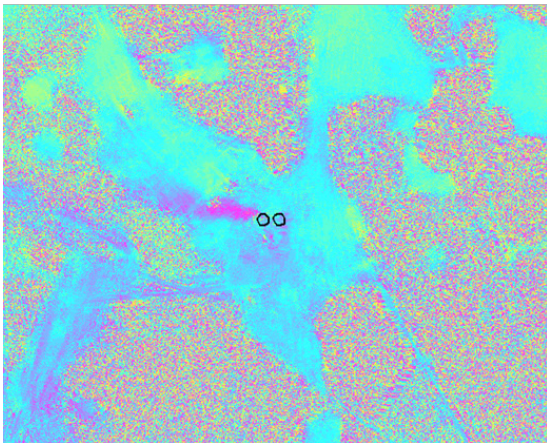
Wind EDAC: 070° / 3 kn



**17.04.2011**

Wind EDDP: 270° / 3 kn

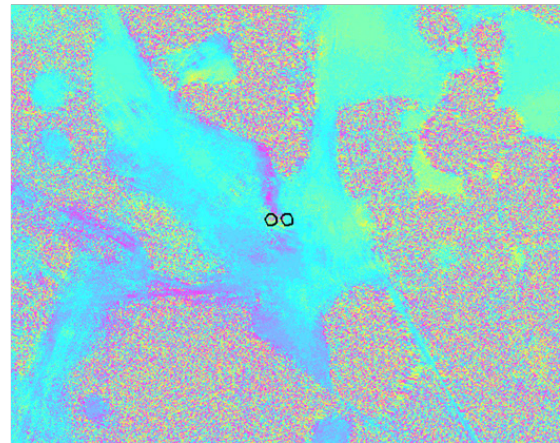
Wind EDAC: 200° / 3 kn



**28.04.2011**

Wind EDDP: 030° / 5 kn

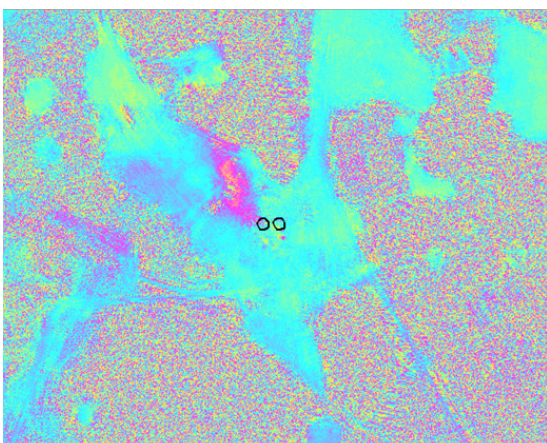
Wind EDAC: 240° / 3 kn



**09.05.2011**

Wind EDDP: 140° / 9 kn

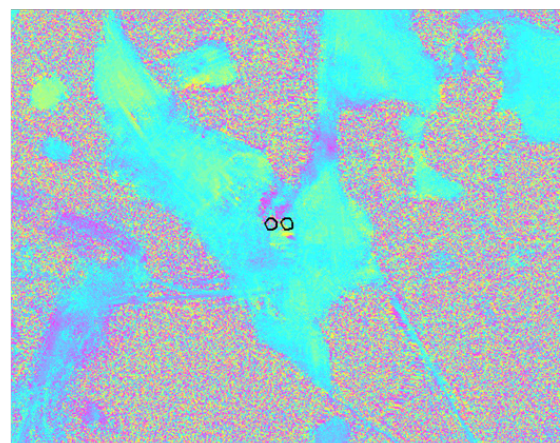
Wind EDAC: 130° / 3 kn



**20.05.2011**

Wind EDDP: variabel / 3 kn

Wind EDAC: 180° / 2 kn



**31.05.2011**

Wind EDDP: 180° / 8 kn

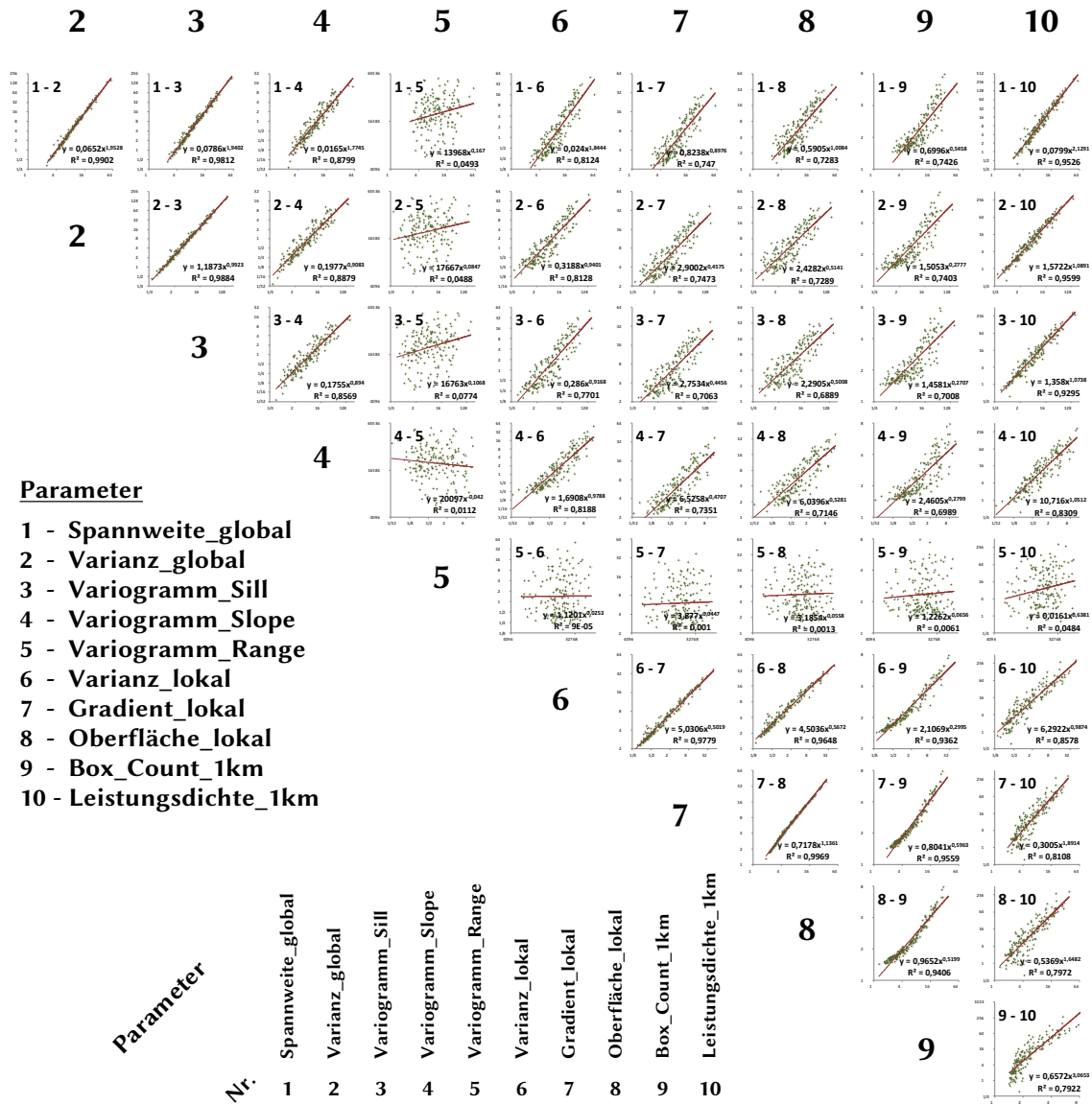
Wind EDAC: 150–220° / 4 kn





## Anhang F: Vergleiche zwischen allen Atmosphärenparametern

Streudiagramme zwischen allen zehn Atmosphärenparametern, jeweils für sämtliche 174 Aufnahmezeitpunkte aller Sensoren zusammen.



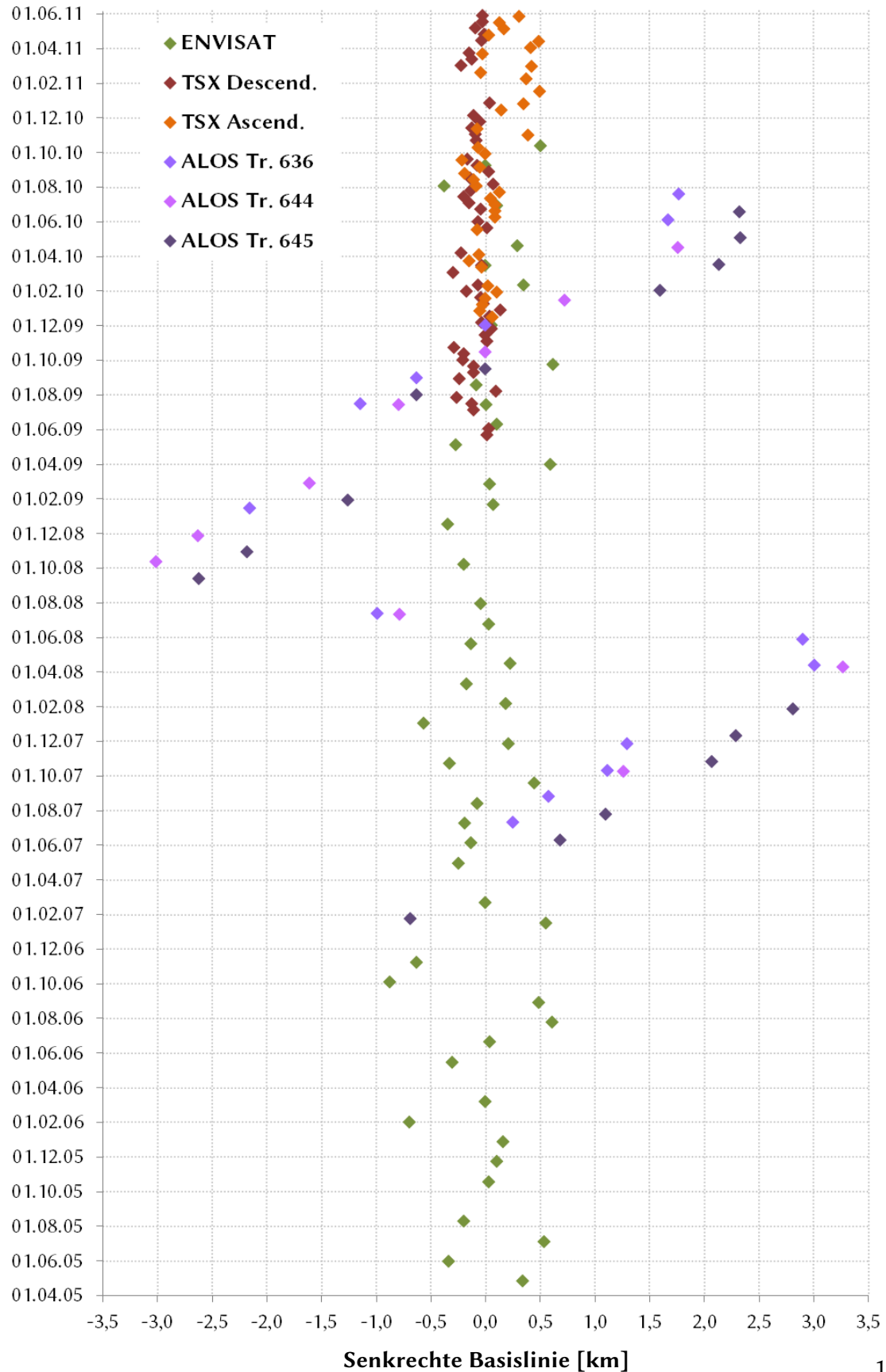
Parameter	Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Spannweite_global	1	1,000	0,934	0,934	0,888	0,258	0,802	0,846	0,838	0,847	0,921
Varianz_global	2	0,934	1,000	0,995	0,857	0,253	0,796	0,764	0,756	0,774	0,977
Variogramm_Sill	3	0,934	0,995	1,000	0,849	0,287	0,768	0,739	0,730	0,749	0,957
Variogramm_Slope	4	0,888	0,857	0,849	1,000	-0,04	0,851	0,835	0,824	0,812	0,843
Variogramm_Range	5	0,258	0,253	0,287	-0,04	1,000	0,047	0,057	0,061	0,097	0,235
Varianz_lokal	6	0,802	0,796	0,768	0,851	0,047	1,000	0,942	0,937	0,936	0,858
Gradient_lokal	7	0,846	0,764	0,739	0,835	0,057	0,942	1,000	0,999	0,989	0,827
Oberfläche_lokal	8	0,838	0,756	0,730	0,824	0,061	0,937	0,999	1,000	0,989	0,822
Box_Count_1km	9	0,847	0,774	0,749	0,812	0,097	0,936	0,989	0,989	1,000	0,837
Leistungsdichte_1km	10	0,921	0,977	0,957	0,843	0,235	0,858	0,827	0,822	0,837	1,000

Pearson-Korrelation



## Anhang G: Basisliniendiagramme für alle Datenstapel

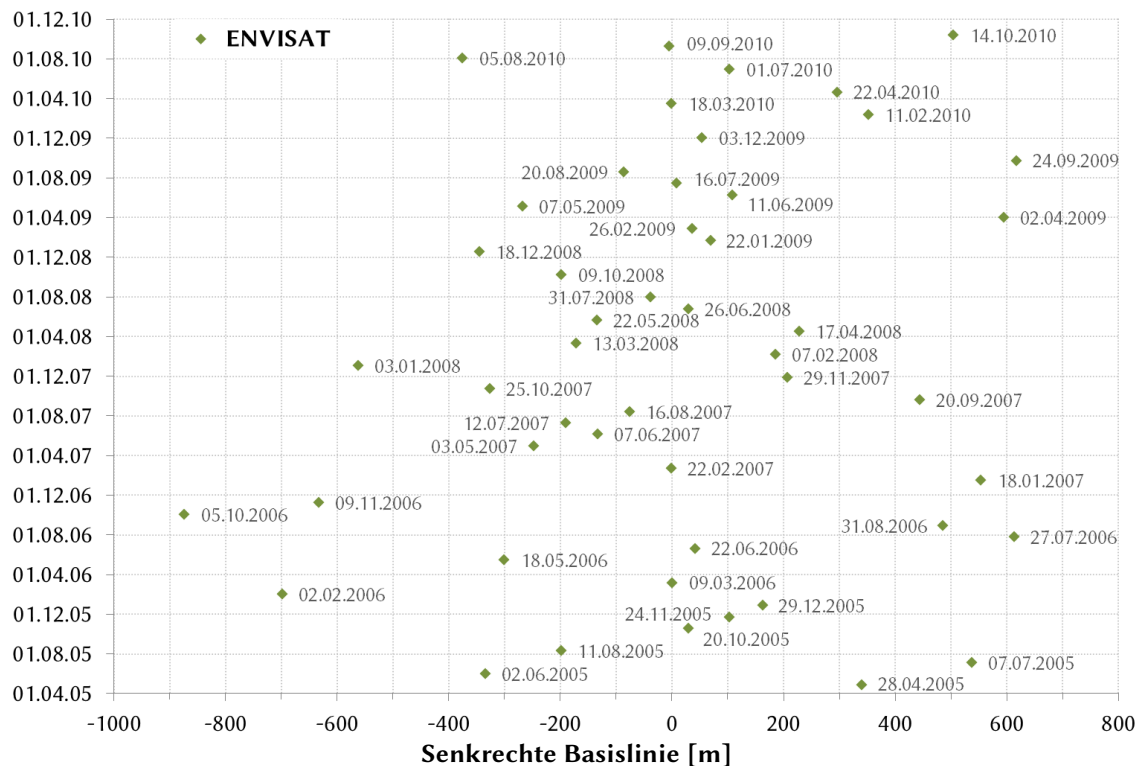
### Basisliniendiagramm über die Zeit für alle sechs Datenstapel zusammen





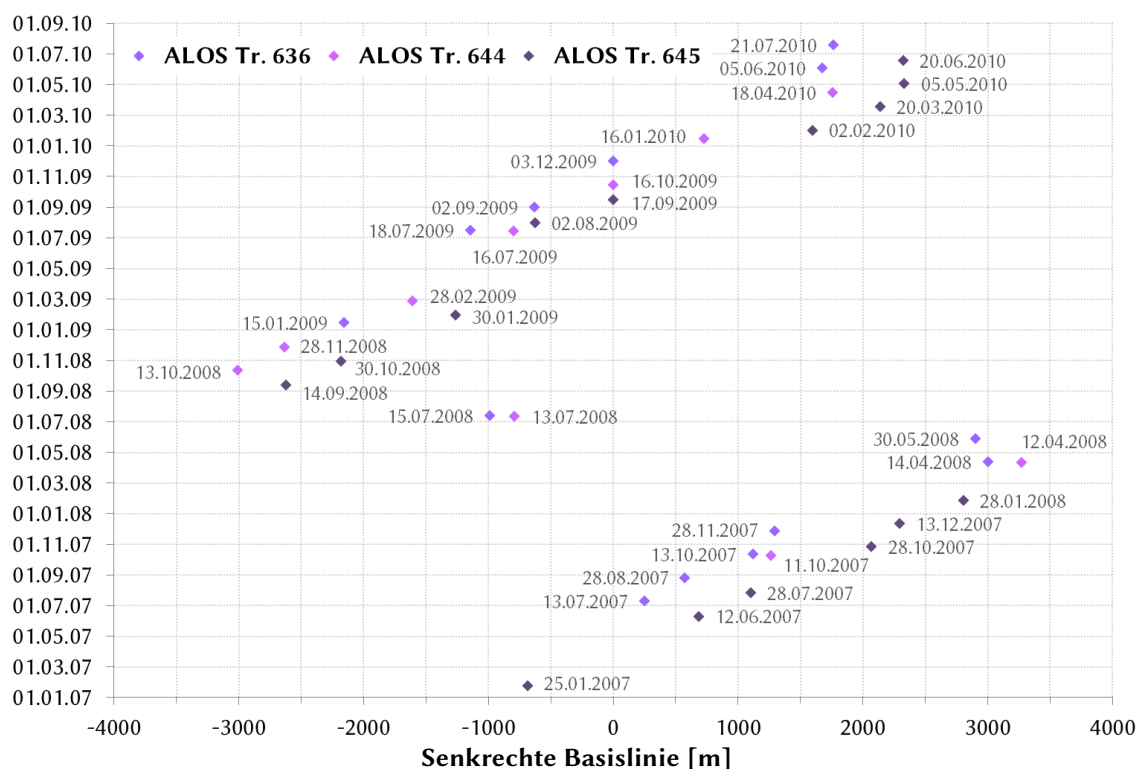
### Basisliniendiagramm über die Zeit für den ENVISAT ASAR Stapel

(Descending Track 437, Frame 2574, 49 Szenen)

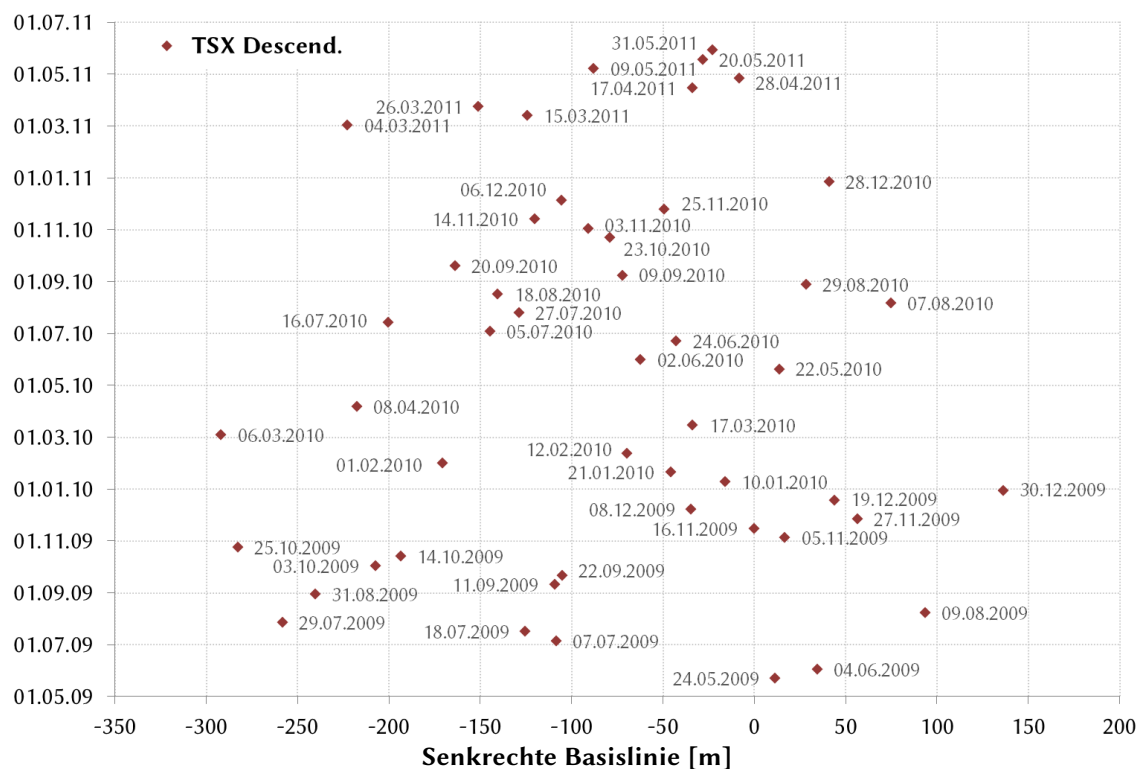


### Basisliniendiagramm über die Zeit für alle drei ALOS PALSAR Stapel

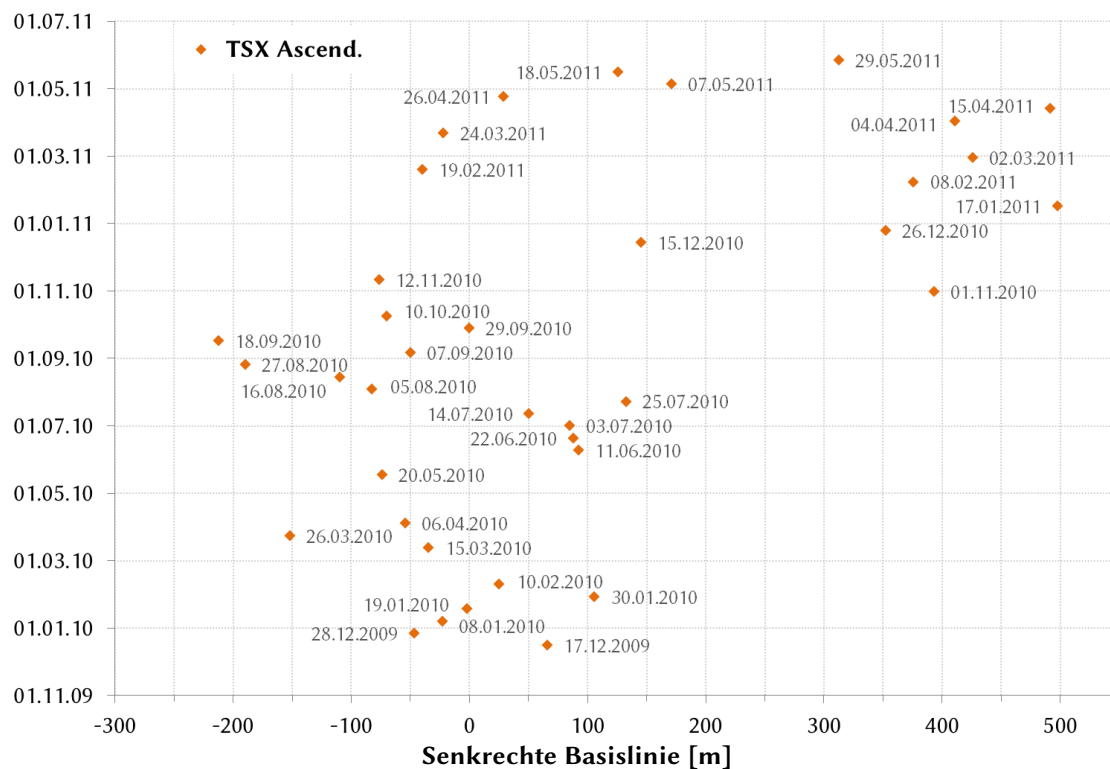
(Ascending Tracks 636 / 644 / 645, Frames 1010 / 1030 / 1020, 13 / 10 / 15 Szenen, insgesamt 38 Szenen)



### Basisliniendiagramm über die Zeit für den TerraSAR-X Descending Stapel (Descending Orbit 078, Orbitzeit 440238 s – 440245 s, 50 Szenen)



### Basisliniendiagramm über die Zeit für den TerraSAR-X Ascending Stapel (Ascending Orbit 055, Orbitzeit 308117 s – 308124 s, 37 Szenen)





# Danksagung

(in chronologischer Reihenfolge)

Der Beginn meiner Danksagung ist dem Gedenken an meinen Onkel Kurt Schäfer gewidmet, der mich schon im Alter von 14 Jahren dem Segelfliegen nähergebracht hat. Dieses Hobby legte mit den Grundstein für mein Interesse an der Beobachtung der Natur und des Wetters, und damit auch für mein späteres Interesse an der Fernerkundung. Meinen Eltern gebührt natürlich Dank dafür, dass sie mir dies alles ermöglicht haben, das Segelfliegen, das Geologiestudium, und dass sie immer für mich da gewesen sind.

Für die Zeit meines Studiums bin ich vor allem Hans-Joachim Franzke vom Institut für Geologie der TU Clausthal zu Dank verpflichtet, welcher mir nicht nur die Grundzüge der Fernerkundung näher gebracht hat, sondern auch meine Diplomkartierung des Asse Höhenzugs betreut hat (neben Geländearbeit auch mit Luftbilddauswertung). Von ihm kam auch der entscheidende Tipp, sich bezüglich einer fernerkundlichen Diplomarbeit an das Institut für Geotechnik und Markscheidewesen (IGMC) zu wenden.

Dort traf ich auf Christian Fischer (jetzt DLR), dem ich sehr dankbar bin, dass er mir die Gelegenheit gab, sich an einer Diplomarbeit über die Erfassung von Kohlefeuern in China zu betätigen. Von ihm lernte ich viele Grundzüge wissenschaftlichen Arbeitens, außerdem motivierte er mich zu meinen ersten wissenschaftlichen Vorträgen.

Herrn Prof. Wolfgang Busch danke ich für das mir entgegengebrachte Vertrauen, mich direkt nach dem Studium als Mitarbeiter einzustellen und an einem Forschungsprojekt mitwirken lassen. Hier hatte ich bereits das erste Mal mit Wolken zu tun, welche sich jedoch in IKONOS Daten eher störend auf eine Veränderungsdetektion auswirken (und im Gegensatz zu Phasenwerten *nicht* korrigieren lassen).

Im Zuge dieses Projekts habe ich viel von Andreas Brunn (derzeit RapidEye AG) profitiert, der mich in meinem Wechsel von der Programmiersprache C nach IDL unterstützte und sich jederzeit bereitwillig von mir mit Fragen löchern ließ. Ohne diese Programmiererfahrung in IDL wäre es schwerlich zu dieser Arbeit gekommen.

Dass ich im Anschluss die Chance erhielt, weitestgehend unerfahren ein großes zweijähriges Forschungsvorhaben im Bereich der differentiellen Radarinterferometrie zu bearbeiten, verdanke ich wiederum Prof. Wolfgang Busch, sowie Christian Fischer, der zudem den AiF Antrag verfasste.

Ein großes Glück war es, dass ein halbes Jahr später Diana Walter vom DLR zu uns wechselte. Sie veranlasste mich, meine gesammelten Erkenntnisse bezüglich der Gamma Software in Form von Shell Skripten festzuhalten, was nach und nach immer weiter automatisierte Auswertungen ermöglichte, und somit das Ausprobieren neuer Ideen erleichterte. Zudem wirkte sie auch maßgeblich beim Aufbau unserer kleinen Radartruppe am IGMG mit. Wie viele Probleme haben wir gemeinsam gelöst, wie viele Corner Reflektoren aufgebaut, wie viele Mitarbeiter eingearbeitet?!

Allen diesen Mitarbeitern der langsam immer größer gewordenen Radargruppe am IGMG bin ich zu großen Dank verpflichtet, einerseits für das gute Arbeitsklima und die gegenseitige Hilfsbereitschaft, andererseits für die vielfältigen aus der Projektbearbeitung resultierenden Probleme, die zur stetigen Verbesserung unserer Skripte führten. Diese sind (chronologisch): Thomas Hahmann (nun DLR), Tanja Schäfer, Hans-Peter Hebel, Steffen Knospe, Tilmann Brock, David Bornemann (mit einem nur kurzen Auftritt, nun TU Berlin), Britta Riechmann, Thomas Engel, Nan Ge.

Dem FDBI und der AiF bin ich dankbar, dass sie den zweiten AiF Antrag ebenfalls wohlwollend befürworteten, und mir so über einen weiteren Zeitraum von fast drei Jahren die Möglichkeit gaben, viele angegangene Fragestellungen weiter zu untersuchen. In diesem Projekt kam auch Wilhelm Hannemann als zweiter Mitarbeiter dazu, welcher mit seinen vielfältigen Ideen (nicht nur) das Projekt bereicherte und zudem in meinen Kopf den Keim für die dieser Dissertation zugrunde liegenden Idee legte.

Frau Prof. Christiane Schmullius danke ich recht herzlich für die anregende Diskussion im Vorfeld sowie die Übernahme des Koreferats dieser Arbeit. Herrn Prof. Norbert Meyer danke ich für die bereitwillige Ausführung des Prüfungsvorsitzes.

Dank gebührt nochmals Herrn Prof. Wolfgang Busch für sein geschicktes Institutsmanagement und die unermüdliche Sorge um das Wohlergehen seiner Mitarbeiter. Ihm verdanke ich, dass ich immer sehr eigenständig arbeiten konnte und dabei meine eigenen Ideen verwirklichen durfte.

Insgesamt danke ich allen Mitarbeitern der Abteilungen Geoinformation und Marktscheidewesen, sowie Geotechnik und Ingenieurbau am IGMG für den netten Umgang miteinander, die vielen gemeinsamen Unternehmungen und aufheiternden Gespräche in der Kaffeeküche. Dies gilt insbesondere auch für Axel Hartmann und Annemarie Böhm für die vielen Ermunterungen. Matthias Herrmann und der gesamten mechanischen Werkstatt danke ich für die unzähligen Corner Reflektoren und darüber hinaus.

Nicht zuletzt danke ich vielmals meiner Frau Tanja Schäfer für Ihre große Liebe und Unterstützung. Die Verbindung von Arbeit und Privatleben war nicht immer einfach und ein Feierabend meist nicht möglich. Dennoch war es auch eine sehr schöne Zeit. Die besondere Konstellation hat zu vielen nützlichen fachlichen Diskussionen geführt und diese Arbeit sehr bereichert.

## Förderhinweis

Diese Dissertation ist im Zuge zweier Forschungsvorhaben entstanden, gefördert aus Haushaltsmitteln des Bundesministeriums für Wirtschaft und Technologie (BMWi) über die Arbeitsgemeinschaft industrieller Forschungsvereinigungen (AiF) "Otto von Guericke e.V." Die Förderung lief über die AiF Mitgliedsvereinigung Forschungsgemeinschaft Deutsche Braunkohlen-Industrie e.V. (FDBI) im Bundesverband Braunkohle (DEBRIV). Das erste Forschungsvorhaben lief von März 2005 bis Juni 2007 unter der Fördernummer 14354 N, das Nachfolgevorhaben lief im Zeitraum Dezember 2008 bis Oktober 2011 unter der Nr. 15880 N.

## Software

Urs Wegmüller von der Firma Gamma Remote Sensing AG (<http://www.gamma-rs.ch/>) danke ich recht herzlich für den guten Support bezüglich der Gamma Software und darüber hinausgehend für manch guten Tipp, beispielsweise bezüglich der Prozessierung der SAR Daten oder bei anderen Problemen.

James L. McCreight von der University of Colorado bin ich für sein IDL Programm zur Berechnung empirischer Variogramme (<http://cires.colorado.edu/~mccreigh/>) und die Tipps bei seiner Anwendung sehr verbunden.

Xavi Lloret von der Universitat Politècnica de Catalunya danke ich für das zur Verfügung stellen seines IDL Quellcodes zur Berechnung eines Leistungsdichtespektrums von 2D Matrizen (<http://www.crahi.upc.edu/~lloret/idl.htm>).

## Verwendete Daten

Die ENVISAT ASAR Daten wurden von der ESA über das Category-1 Projekt Nr. 3085 zur Verfügung gestellt.

Die ENVISAT MERIS Daten wurden ebenfalls von der ESA über Category-1 Projekt Nr. 6708 bereitgestellt.

ALOS PALSAR Daten des Ruhrgebiets und vom Südraum Leipzig wurden über das ALOS ADEN AO Nr. 3576 bei der ESA von der JAXA zur Verfügung gestellt.

Die TerraSAR-X Daten wurden vom DLR über das TSX Forschungsprojekt MTH 0528 bezogen. Vielen Dank an Ursula Marschalk und Achim Roth für den guten Support.



Ebenfalls vom DLR wurde das für die Radarinterferometrie und für Kartendarstellungen verwendete Höhenmodell (SRTM-X und -C) zur Verfügung gestellt.

Im Südraum von Leipzig wurde bei den Auswertungen zudem ein photogrammetrisches DHM verwendet, welches dankenswerterweise von der MIBRAG mbH bereitgestellt wurde.

Die METEOSAT MSG Daten wurden freundlicherweise unentgeltlich zur Verfügung gestellt von EUMETSAT.

Norbert Jakowski vom Institut für Kommunikation und Navigation des DLR in Neustrelitz bin ich für die Bereitstellung der SWACI Ionosphären Daten zu Dank verpflichtet (<http://swaciweb.dlr.de/>).

Für die Kartendarstellungen wurde das Gewässernetz und die Wasserflächen auf Grundlage von Open Street Map (OSM) Daten verwendet (siehe Abb. 1.3, 1.4, 4.7, 4.9 und 4.10 sowie in Anhang D). Diese Abbildungen sind veröffentlicht unter der Lizenz CC-BY-SA 2.0.

Der Datensatz CORINE Land Cover (CLC2006; Umweltbundesamt, DLR-DFD 2009) wurde freundlicherweise vom DLR zur Verfügung gestellt. Hieraus wurden die Stadtflächen für die Kartendarstellungen in den Abb. 1.3, 1.4, 4.7, 4.9 und 4.10 sowie in Anhang D verwendet.

## Internetdienste

Viele Dienste sind im Internet kostenfrei verfügbar und haben zur Erstellung dieser Arbeit beigetragen. Ich danke insbesondere

- » Wolfram Alpha von Wolfram Research (<http://www.wolframalpha.com/>)
- » Wikipedia (<http://www.wikipedia.org/>)
- » Leo Dictionaries (<http://dict.leo.org/>)
- » Duden online (<http://www.duden.de/>)
- » Google Earth und Suche (<http://www.google.de/>)
- » WetterOnline Klimadatenarchiv & Klimarechner (<http://www.wetteronline.de/>)
- » METAR Archiv des Verbands der Angehörigen des koordinierten Wetterdienstes (VAKW, <http://www.vakw.ch/>)
- » Gemeinsamer Verbundkatalog mit Online Contents (GVK-PLUS, <http://gso.gbv.de/>) des gemeinsamen Bibliotheksverbundes (GBV)